

# 誌會學床礦物礦石岩

號二第 卷四十三第

日一月六年五十二和昭

## 文報研究

(I) 關於格子黃銅礦中銅斑產山礦赤縣形山

..... 荻山 木江 淺德 彦載

に法位電自然に並床礦地質の山瀧墨石里溪新道安平鮮朝

..... 三本杉 己代治  
て就に査探よ

..... 舟山 裕士  
て就に法圖と作の厚層の層地曲褶

..... 淺野 五郎  
て就に石輝中の礦鐵狀縞縞

## 報會

會演講連合及び總會，選舉會員會議學術

## 抄錄

NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-H<sub>2</sub>O 三成分系，岩石中の酸素 外數件

內教室學床礦物礦石岩部理學大學東北

會學床礦物礦石岩日本

**日本學術會議會員選舉** 日本學術會議の會員選舉が本年12月10日に行われます。本學會會員中の有権者は本會から申告してあります。有権者名簿締結期間は来る9月11日から20日まで、同名簿に對する異議申立期間は9月21日から30日まで、立候補届、候補者推薦届の提出期間は9月21日から10月5日まで、投票用紙は11月10日頃から有権者各自に發送され、投票締切は12月10日、開票は12月11日、當選者は12月12日午後發表の豫定で、尙選舉に對する異議申出期間は12月12日から31日までとなつております。有権者には同選舉管理會から書類が送られますから御注意下さい。尙不審の點は東京都台東區上野公園、日本學術會議事務局内選舉事務局にお問合せ下さい。

**總會及び連合講演會** 去る4月4日、本會第22年總會を東京大學に開會、庶務會計を報告して承認を得、續いて5~7日日本地質學會と連合講演會を開き、次の諸講演があつた。

高嶺瀧山の鑛石中の金の産狀(向山 廣) 大口鑛山の地質鑛床(豫報)(山本敬)(金鑛床に伴ふニッケル鑛(松 農 壽 記) 神岡鑛山産2.3の銀鑛物(西脇親雄・鹽原幹治) 足尾鑛山に於ける高温性タングステン—錫—金—蒼鉛—銅—石英脈の性質(中村 威) 新潟縣三川鑛山の地質及び鑛床(長澤敬之助) 黑鑛々石の顯微鏡的性質と産狀の關係(堀 越 義 一) 藏王鑛山硫黄鑛床の富鑛部(木村 正) 岡山縣柵原鑛山の黃鐵鑛々床(龍 本 清) 接觸鑛床中に見られる赤鐵鑛の磁鐵鐵化(高 昌 彰) 北海道釧路市上國鑛山の地質及び鑛床(西尾潤四郎) 能登地方の滿瀨鑛床の産狀(林 昇一郎) 能登半島の海嶽石鑛床の成因(北崎梅香、市田恵子) 岡山縣眞庭郡八束村川上村地方の珪藻土鑛床(綱吉久、中野光雄、今村外治) 鑛床の品位別鑛量及び含有金屬量(堀 純 郎) 金鑛の鑛量品位(蛭 峨 一 郎) 粘土鑛物結晶の stacking disorder の概要(中平光興、岩井津一、小坂丈子) X線用ガイガーミューラー管の試作とその粘土鑛物への應用(岩井津一、中平光興、小坂丈子) 鑛床に伴ふ2.3の粘土(X線に依る鑛物成分の決定及びその生成に關する考察)(高 安 晶 明) ハロイサイトに於けるイオン交換と、その對稱性保持(上田健夫、田久保實太郎) 愛知縣霞投地方の地質(堀 田 松 一) 米子鑛山鑛山の地質及び鑛床(三浦博雅、太田富司) 山口縣名振鑛山の鑛石鑛床に見られる累帶構造とチタン鑛物の産狀(岩 生 周 一) 關生金山母岩の變質(柳生 六 郎) 第三紀玻璃質凝灰岩の粘土鑛物化(須 俊 男) 本邦に於ける絹雲母産地と夫々の化學成分(圓城達二、湊 秀雄) 2.3の絹雲母のX線粉末寫眞(武司秀夫) 絹雲母の加熱變化と生成硝子の性狀(吉本文平、松本邦治) 粘土質鑛物の化學成分と耐火度と關係(根 本 忠 寛) 窯業用粘土質原料の熱的性質、電子顯微鏡による形態的研究(河 島 千 尋) 本邦産砒酸鹽及び磷酸鹽鑛物(第4報)(湊 秀 雄) 山口縣喜多平鑛山産綠亞鉛銅鹽(aurichalcite)(高野幸雄、湊 秀雄) 本邦産硫鹽鑛物の化學的研究(濃紅銀鑛)(村岡久志) 幌別、松尾兩鑛床産蒼鉛アンチモン鑛物(早瀬喜太郎) 含稀元素鑛物の研究——京都府河邊村産のチエフキン石及特種の稀土チタン酸鑛物(港 種雄、田久保實太郎、鶴飼保郎) 新鑛物雲水峰石(柴田秀賢) 福島縣飯坂村のベグマタイト産クレーベル礦石(長谷川修三、大森啓一) 微斜長石のX線による研究(杉 浦 精 治) 人造ネフェライトの生成(吉本文平、福井忠興) Vesuvianiteの化學成分と産狀(井 上 タ ミ) 溫石綿鑛床に關られる構造支配(小 關 幸 治) 秩父鑛床の成因(宮澤俊彌、徳永正之) 紀州鑛山に於ける鑛脈と地質構造との關係(渡邊武男、中村 威、石井健祐) 玉ノ山鑛山の富鑛体(山 口 四 郎) 栃木縣北部の銅鑛床の特性(萱場 堅) 足尾銅山有越向斜の地質構造と鐵化(淺 野 五 郎) 岩手縣花輪鑛山の地質鑛床(中島俊二) 青森縣安部城鑛山の地質鑛床(高橋維一郎) 宮城縣西北部の地質鑛床(豫報)(今 井 秀 喜) 河山鑛山の地質鑛床(本多共之) 田老層狀硫化鐵鑛床の地質構造(加納 博) 高知縣土佐郡白龍鑛山附近の地質構造(秀 敬) 後津積善全鑛床の岩石學的並びに鑛山的研究(豫報)(金 尾 直 敬) 愛媛縣別子鑛山の鑛床の形態(吉 田 善 亮) 日立鑛床に於ける線構造の研究(笹倉健一郎) Kieslagen と母岩の綫狀構造との問題に關連して(神山貞二) 加熱黃銅鑛の鑛物學的研究(第2報) 空氣氣流中に於ける黃銅鑛の加熱變化(竹内常彦、南部松夫) 山形縣赤山鑛山産銅鑛石(南部松夫、竹内常彦) 山形縣赤山鑛山産班銅鑛—黃銅鑛格子共生に關する熱的研究(山江徳哉、荳木淺彦) 班銅鑛—硫蒼鉛銅鑛共生体(表紙の3に續く)



# 岩石礦物礦床學會誌

第三十四卷 第二號

(昭和二十五年六月一日)

---

## 研究報文

---

山形縣赤山鑛山産斑銅鑛中の黃銅鑛格子に關する熱的研究 (I)

Thermal studies on the lattice intergrowth of chalcopyrite  
in bornite from Akayama Mine, Yamagata Pref. (1)

荻 木 淺 彦 (Asahiko Sugaki)

山 江 德 載 (Noritoshi Yamae)

**Abstract.** The fine beautiful lattice-intergrowth of chalcopyrite in bornite from the Akayama Mine occurs in the epithermal quartz veins, filling up the fissures in the Tertiary liparite and its tuff. Under the microscope, chalcopyrite lamellae, oriented crystallographically, are always found in bornite. The texture is interpreted as due to exsolution of a solid solution. Bornite often associates also with brecciated pyrite, massive chalcopyrite and with secondary covellite and chalcocite penetrating bornite and chalcopyrite along irregular cracks.

Writers have made thermal studies on these bornite under the guidance of Prof. M. Watanabe of the Tohoku University, and obtained the results as follows;

- 1) Chalcopyrite lamellae in bornite disappear at 350°C, 400°C, 430°C and 460°C during 60, 6, 3 and 1 hour respectively, but partly remain at 300°C for 157 hours.
- 2) Bornite-chalcopyrite solution obtained by heating at 470°C for 1 hour shows the unmixing phenomena by reheating at

various constant temperatures from 150°C to 400°C for 6 hours or more. The chalcopyrite then appears in various forms in lattice, cell, emulsion, graphic, lens, drop-like, wedge-like, worm-like, dendritic or as skelton crystal types under the conditions given in Table II and III.

- 3) The lattice structures appear conspicuously at temperatures of about 200°C for 6 hours to 24 hours, often with lens and drop-like crystals.
- 4) Dendritic, graphic and cell structures are generally found in some higher temperatures or after longer heating.

From the results, shown above, bornite-chalcopyrite intergrowth from the Akayama Mine may be said to have been formed at temperatures of about 200°C by breaking down of a solid solution.

### 研 究 の 目 的

斑銅鑛—黃銅鑛格子狀共生体に関しては G. M. Schwartz<sup>1)</sup> 氏の熱的研究を初め、既に幾多の研究報告がなされて居る。之等の諸研究によつて格子構造の成因、固溶体分裂の温度、その時現われる構造等は一往解決せられている様であつたが、最近筆者の一人荳木<sup>2)</sup> が山形縣大張鑛山産斑銅鑛—黃銅鑛、硫砒鉛銅鑛格子狀共生体に就いて熱的實驗を試みた結果、次の様な問題が未解のまゝ残つてゐることが判つた。

**固溶体の分裂する温度** 大張の實驗に於ては、斑銅鑛—黃銅鑛格子狀共生体の生成される温度は 300°C 前後と推測され、從來考えられている Schwartz 氏の 475°C とは一致せず、これより可なり低温の結果が得られた。この原因は恐らく原固溶体中に含まれている黃銅鑛量の多少によるものと考えられ、黃銅鑛成分の分量がより少ない場合には Schwartz 氏の推定した 475°C、或は大張の 300°C より更に低温でも本格子の生成が想像される。若しこれが實驗的に證明されれば、Schwartz 氏によつて提案せ

1) G. M. Schwartz, Econ. Geol., Vol. 26, 1931

2) 荳木淺彦, 岩礦 33 卷, 3 號, 4 號, 昭和 24 年



られた斑銅鑛—黃銅鑛地質寒暖計の價値は著しく減ずることになる。

**固溶體の離溶によつて生ずる構造** 現在まで最も多く知られている構造は格子狀であるが、実験の結果、この構造の外に、Schwartz 氏の場合には滴狀、大張の場合には滴狀、空胞狀、レンズ狀及び懸滴狀等の構造を生じて來ることが判つた。然し之等の構造が如何なる條件下で生成されるかは一二の場合を除き、未だ充分に判つて居らず、今後解決しなければならない問題と考える。

今回筆者等は主として以上の二つの問題即ち、

1) 低溫性斑銅鑛—黃銅鑛格子の存在

2) 固溶體の離溶によつて生ずる構造及びその生成の條件

を更に實驗的に考究する目的で表題の研究を進めたのである。本研究は現在尙繼續中であり、以下の記述は今迄判明した實驗結果の概略である。

### 加熱前の斑銅鑛

**斑銅鑛の産狀** 山形縣赤山鑛山<sup>1)</sup>の鑛床<sup>2)</sup>は第三紀の石英粗面岩及びその凝灰岩を母岩とする熱水性の銅鑛脈で、この鑛脈は主として石英黃銅鑛、黃鐵鑛、斑銅鑛等よりなり、二次的に銅藍及び輝銅鑛を伴なつている。そのうち斑銅鑛は 0.1~1.0 粒、平均 0.2~0.5 粒大の他形粒狀の集合よりなる細脈として綫狀鑛脈の一部を成し、屢々黃鐵鑛、黃銅鑛を伴ひ、その表面は常に二次的銅藍に被覆されている。一方脈石の大部分をなす石英は細粒緻密で往々晶洞を有し、顯微鏡下でその大部分は feather quartz 狀或は flamboyant extinction を呈し、時に banding structure をなしている。以上の諸條件から考えて、本鑛床が mesothermal 以上の高溫で生成されたといふ證據は全く見られず、寧ろ淺成の低溫性鑛床と推察される條件の方が多い。

1) 赤山鑛山は奥羽線上ノ山驛の南方約 8 軒、南村山郡本庄村赤山に位し、同驛より途中墮下まで乗合自動車の便がある。

2) 草薙忠明、東大北岩礦卒論、昭和 18 年

## 第 1 圖



Bo 斑銅礦 (Bornite) C 銅藍及び輝銅礦 (Covellite and chalcocite)  
Cp 黃銅礦 (Chalcopyrite) Py 黃鐵礦 (Pyrite) X 110

**斑銅礦の顯微鏡的觀察** 本班銅礦は 反射顯微鏡下で第1圖の如く黃銅礦の直線狀細格子によつて見事に貫ぬかれている。この黃銅礦格子はその交叉部で急に斷絶し、次第にレンズ狀に縮少したり、逆に交叉部で膨大化する様なことはない。格子は一般に極めて密で、その長さ  $10\sim 50\mu$ 、巾約  $1\mu$ 、間隙  $2\sim 20\mu$  内外、高倍率にしなければ確認出来ない程度で、主として斑銅礦の  $\{100\}$  の面に平行な方向を有し、研磨面上直角、 $60^\circ$ 、或はそれらに近い角度を以つて交叉している。上記の格子の外に、これと略々平行、或ひはその直交格子を  $1:1$ 、稀に  $2:3$  及び  $3:2$  に切る多少巾の廣い稍々不規則なレンズ狀薄葉があり、この方向は夫々  $\{100\}$ 、 $\{111\}$ 、 $\{332\}$  及び  $\{322\}$  の面に平行なものと考えられ、黃銅礦薄葉としては珍らしく、寧ろ異常の方向に屬する。

上記の斑銅礦は 黃銅礦格子の外に 屢々黃鐵礦及び獨立の黃銅礦と相伴



ひ、二次的銅藍及び輝銅鑛の細脈にて切られている。今その主な共生関係を列記すれば、次の様である。

- 1) 黄鐵鑛は不規則他形に破碎せられ、その間隙を斑銅鑛、黄銅鑛に充填せられている。
- 2) 黄銅鑛は粒狀、塊狀を呈し、斑銅鑛と不規則に彎曲する境界で接する外、一部斑銅鑛を溶蝕、その中に包含する。
- 3)  $\text{H}_2\text{O}_2 + \text{KCN}$  による黄銅鑛の蝕像は粗い粒狀構造を呈し、高温性鑛床に往々現われる複雑な双晶式蝕像はみられない。
- 4) 二次的銅藍及び輝銅鑛は斑銅鑛、黄銅鑛中の裂隙又はその結晶界に沿つて不規則網脈狀に侵入している。
- 5) 黄銅鑛格子も斑銅鑛と同様に殆ど銅藍化されているが、稀に一部細脈中に残存し、かゝる部分は却つて斑銅鑛の銅藍化作用も妨げている。
- 6) 銅藍及び輝銅鑛は互に密接に組合つて同一細脈中に産するが一般に銅藍の方が多い。輝銅鑛は銅藍より淡色で灰青色を呈し、 $\text{HNO}_3$  で発泡、劈開裂罅を生じ、 $\text{FeCl}_3$  では青色化し、これ又細龜裂を形成する。
- 7) 斑銅鑛中には稀に硫蒼鉛銅鑛<sup>1)</sup>、四面銅鑛<sup>2)</sup>、閃亜鉛鑛の微粒が僅量含まれている。

以上の結果より斑銅鑛と共生する硫化鑛物の生成順序は

- 1) 黄鐵鑛の晶出 → (外壓による黄鐵鑛の破碎) → 2) 斑銅鑛の晶出 → 3) 塊狀黄銅鑛の生成 → (鑛床の露天化作用) → 4) 二次的銅藍、輝銅鑛の生成

1) 微粒狀、紐狀、灰白色、非等方性弱、 $\text{HNO}_3$  (1:1) では neg.  $\text{HNO}_3$  Conc で僅か褐變、 $\text{KCN}$  で明かに變形、 $\text{HCl}$ 、 $\text{FeCl}_3$ 、 $\text{KOH}$ 、 $\text{HgCl}_2$  では共に neg. であるが、一部  $\text{KOH}$  で褐變する部分がある。硫蒼鉛銅鑛のうちの klaprothite と思われるが明でない。

2) 微粒～小粒狀、灰色、等方性、 $\text{HNO}_3$  殆んど neg. 稀に蒸氣で變形、 $\text{HCl}$ 、 $\text{KCN}$ 、 $\text{FeCl}_3$ 、 $\text{KOH}$ 、 $\text{HgCl}_2$  共に neg.

となり、斑銅鑛中の黃銅鑛格子の生成時期は 2) 以後、4) 以前と考えられるが、3) との関係は不明である。

### 研究の方法

**實驗の試料** 斑銅鑛は既述した如く、一般に細粒で、然も常に銅藍が附着し、且つ屢々黃鐵鑛、黃銅鑛を伴ふため、斑銅鑛のみよりなる純粹な試料を得ることは極めて困難である。又肉眼的に殆んど純粹なものでも顯微鏡下では銅藍、輝銅鑛の外に、黃鐵鑛、黃銅鑛を伴なっている場合が多い。實驗に供する試料としては出来る丈純粹の斑銅鑛が望ましく、斑銅鑛と反応しやすい銅藍、輝銅鑛、黃銅鑛等を含むものは極力除外する必要がある。併しかゝる純粹に近い斑銅鑛は至つて少なく、従つて實驗の試料を多量得るためには少量の銅藍や黃銅鑛を含有する試料をも併用しなければならなかつた。

**實驗の方法 a) 固溶體を生成する實驗** 實驗の結果を比較するために既報の大張鑛山産斑銅鑛の加熱實驗と大体同一方法で行つたので、その一々の記載は省略する。唯少々異なる点は加熱の時間及び冷却の方法で、大張の場合は殆んど總て 1hr 加熱で、加熱終了後は水中冷却を施行したが、本實驗の場合は 1~157hrs. 普通 1~10hrs の加熱を行なひ、加熱後は空氣中で冷却した<sup>り</sup>。

**b) 固溶體を分裂さす實驗** この實驗も大張の場合に準じて行つたが、本實驗の場合は、上記 a) の方法で生成した固溶體を高溫より低溫まで或る溫度間を長時間かゝつて徐冷する代りに、その固溶體をある一定の溫度に 3~72hrs. 保つて、固溶體中より黃銅鑛を離溶させ、その時生じる種々の構造と溫度及び時間との関係を攻究する實驗を主として行つた。

a), b) 兩實驗を通じ、電源電壓の變化等による實驗中の溫度の變化は

- 1) 本實驗の場合は、前以つて行つた豫備的實驗の結果から、水中冷却、空中冷却の何れでも殆んど相異のないことが判つた。故に水中冷却の際起る試料の爆碎硝子片の飛散等實驗に危險を及ぼす方法を避け、密封管のまま空氣中で室温まで冷却する安全な方法を探つた。

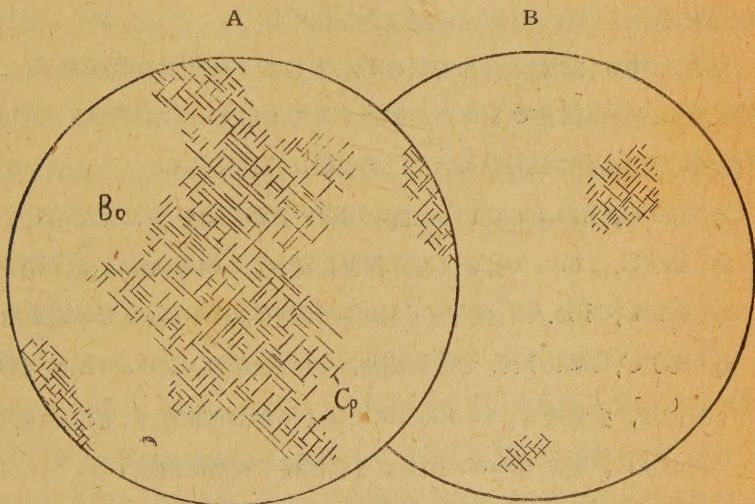


1hr. 加熱の場合には  $\pm 2^{\circ}\text{C}$ , 5~12hrs. 加熱の場合は  $\pm 5^{\circ}\text{C}$  1~3days 加熱の場合は  $\pm 10^{\circ}\text{C}$  の範囲で, それ以上の調節は人為的に不可能であつた。

### 斑銅鑛黄銅鑛格子共生の變化

**黄銅鑛格子の變化** 1hr. 加熱の場合,  $200^{\circ}\sim 300^{\circ}\text{C}$  附近の温度では斑銅鑛中の黄銅鑛格子は殆んど變化しないが,  $350^{\circ}\sim 380^{\circ}\text{C}$  附近では僅か吸収せられて多少細くなり, 或る場合は一部消失を開始する. 併しこの反應は未だ顯著でなく,  $400^{\circ}\text{C}$  頃までは依然として原形に近い格子構造が認

第 2 圖



加熱による黄銅鑛格子の變化

(Change of Chalcopyrite lattice by heating)

A;  $420^{\circ}\text{C}$ , 1 hour

B;  $450^{\circ}\text{C}$ , 1 hour

Bo 斑銅鑛 (Bornite), Cp 黄銅鑛 (Chalcopyrite) X 110

められる.  $400^{\circ}\text{C}$  頃からは, 格子自身が僅かではあるが, 明かに細化, 一部消失し,  $420^{\circ}\sim 430^{\circ}\text{C}$  附近では可なり斑銅鑛中に吸収されて第2図Aの如き状態を呈し,  $440^{\circ}\sim 450^{\circ}\text{C}$  では格子の消失著しく, 第2図Bの様に寧ろ断片的或は局部的に一部のみ残存する状態となる. 更に  $460^{\circ}\text{C}$  以上に

至れば、格子は總て完全に消滅してみえなくなつてしまう。この格子構造の消滅する過程は本格子が微細なため明瞭には判らないが、先づ最初格子は多少細化せられて来る。然しこの現象は大張の黄銅鑛格子の様に著しくはなく、原格子と比較しなければ判然としない場合がある。次に多少細くなつた格子を一層高温に加熱すれば、格子はその構造を保つたまま局部局部で一齊に消失し、たとえ格子消失の直前でも、大張産の黄銅鑛格子の様にこの構造を破壊する様なことは一二の例外的な場合を除き殆んどない。尙これらの直線格子の外に先に記した稍々巾の廣い不規則レンズ状或はrod状の薄葉が往々みられるが、この薄葉も直線格子と殆んど同一温度で消失する。

以上は 1hr. 加熱の場合であるが、これより長時間加熱すれば、上記  $460^{\circ}\text{C}$  より更に低温でも格子は消滅する筈である。筆者等はこの目的で 1.5~157 hrs. の加熱実験を試み、次の様な結果を得た。

- 1)  $450^{\circ}\text{C}$ , 1.5 hrs. では僅か格子残存するが、2 hrs. では完全消滅する。
- 2)  $430^{\circ}\text{C}$ , 2 hrs. では極く僅か局部に残存、3 hrs. で格子總て消失。
- 3)  $400^{\circ}\text{C}$ , 5 hrs. では格子多少断片的に残存、6 hrs. 以上では完全消失。
- 4)  $350^{\circ}\text{C}$ , 5~10 hrs. で反應開始、一部吸収され、25~30 hrs. で大部分消失、少量残存、40~50 hrs で極く僅か局部に残り、消失直前の状態を呈し、更に 60 hrs. 以上になれば格子完全に消滅する。
- 5)  $300^{\circ}\text{C}$ , 5~10 hrs. では殆んど變化しないが、80 hrs. では明かに一部細化消失し、この現象は時間の増加と共に進み 100 hrs. では40~50%, 120~140 hrs. では 70~80%, 157 hrs. では 90% 消滅するが、未だ極く局部に断片存在する。

以上の如く格子の消失する温度は、1 hrs. 加熱の場合では  $460^{\circ}\text{C}$  で大張産のものと全く一致するが、加熱時間を更に長くすれば、消失温度も低下し、上記の様に 2 hrs. では  $450^{\circ}\text{C}$ , 3 hrs. では  $430^{\circ}\text{C}$ , 6 hrs. では  $400^{\circ}\text{C}$



C, 60 hrs. では  $350^{\circ}\text{C}$  で完全に 157 hrs. では  $300^{\circ}\text{C}$  で 9 分通り格子は消失する。故に本黄銅鑛格子の安定な温度は  $300^{\circ}\text{C}$  以下と考えられ、従つて格子生成の温度はそれ以下、恐らく  $200^{\circ}\text{C}$  前後<sup>1)</sup>と推察される。以上の結果から、必ずしも Schwartz 氏の如く、格子生成の温度を  $475^{\circ}\text{C}$  附近一定と考える必要はなく、これより可なり低い温度でも斑銅鑛—黄銅鑛格子共生体が生成され得ると云える<sup>2)</sup>。又  $200^{\circ}\text{C}$  と推定した温度は本班銅鑛の産状から考えても不合理な温度ではなく、寧ろその鑛床學的條件に合致している。次に各実験の結果を一括表示すれば第 1 表の如くである。

**斑銅鑛の變化** 1 hr. 加熱の場合、 $200^{\circ}\sim 300^{\circ}\text{C}$  では斑銅鑛中の黄銅鑛格子は殆んど變化しないが、格子間の斑銅鑛中に極く少量の黄銅鑛微粒を現出さす場合がある。即ちこの温度では黄銅鑛が斑銅鑛中に吸収せられる代り、却つて分離を續ける状態にある。併しこの現象は大張産斑銅鑛の様に顯著ではなく、全々現われない時もある。この現出する黄銅鑛微粒の分量は上記の温度内では加熱時間の長い程より多く現われる様であるが、 $300^{\circ}\sim 350^{\circ}\text{C}$  より高温では殆んどみられない。

一方斑銅鑛自身は高温で黄銅鑛格子をその内部に溶し込むため、自ずと色の變化を来し、1 hr. 加熱の場合、 $420^{\circ}\sim 440^{\circ}\text{C}$  で多少暗灰色味を帶びた紅褐色に變化し、 $460^{\circ}\sim 470^{\circ}\text{C}$  では暗灰褐色乃至青灰色となる。この固溶体は十字ニコル下で非等方性を呈さず、 $\text{HNO}_3$ ,  $\text{KCN}$  で犯され、 $\text{HCl}$ ,  $\text{FeCl}_3$ ,  $\text{KOH}$ ,  $\text{HgCl}_2$  で變化しないが、原斑銅鑛に比し  $\text{HNO}_3$  の作用が多少弱い。又屢々上記の青灰色固溶体中には斑銅鑛特有の淡紅褐を呈す部分が不規則斑点狀、紐狀、或は脈狀に散在する場合がある。そのうち

- 1) 後述する固溶体の離溶の実験の結果から考えても  $200^{\circ}\text{C}$  附近で格子が生成されたといふ推定は不合理でない。
- 2) 本班銅鑛中には常に少量の銅藍及び輝銅鑛が含まれているので、この成分が斑銅鑛、黄銅鑛の固溶又は離溶現象に及ぼす影響を考えなければならないが、この場合それ丈の影響で  $475^{\circ}\text{C}$  より上記の  $200^{\circ}\text{C}$  まで降つたとは到底考え難い。寧ろその外の影響即ち、原固溶体中に含まれる黄銅鑛成分の分量が少なかつたと考えた方が妥當の様である。

第 1 表 (Table I)

加熱温度 °C	加熱時間 hrs.	黃銅鑛格子の變化	加熱温度 °C	加熱時間 hrs.	黃銅鑛格子の變化
200	1 12	全く變化せず 殆んど變化せず	380	1	僅か細化吸収せられ 一部消失
250	1	全く變化せず	400	1	多少細化消失, 尙大部 殘存
300	1	殆んど變化せず		5	可なり吸収消失し, 斷片的に格子殘存
	5	同 上		6	殆んど總て消滅する
	10	同 上		7	完全に消滅
	80	明かに一部細化, 消失		8	同 上
	100	4分通り消失		10	同 上
	120	吸収反應顯著	420	1	吸収反應顯著
	140	同 70~80%消失		1	吸収反應顯著, 約 50 ~60% 消失
350	157	極く僅か斷片的に残存	430	2	局部に極く僅か殘存 消失直前の狀態
	1	殆んど變化ないが局部 的に極く僅か細化 吸収せらる		3	總て斑銅鑛中に吸収 完全消滅
	5	局部的に僅か細化吸 收		5	同 上
	10	格子僅量吸収せらる	440	1	大部分消失, 數ヶ所 斷片的に残存
	24	格子の吸収反應顯著 約 50% 消失		1	極く僅か局部の殘存
	30	更に格子消失, 約 30 ~40%斷片的に残存	450	1.5	同 消失直前
	40	大部分消失し僅か局 部的に數ヶ所殘存		2	完全消失
	50	殆んど消失. 稀に極 く僅か局部に残存せ るものがある	460	1	殆んど完全に消滅
	60	完全に消滅	470	1	完全消滅
	70	同 上	490	1	同 上
370	1	極く僅か吸収, 細化, 一部消失		1	同 上

後者は十字ニコル下で屢々聚片狀をなし、灰色より赤褐色に變化する異方性を呈する。このものゝ本質については未だ判然としない<sup>1)</sup>。

上記の斑銅鑛は黃銅鑛格子の外に他形の黃鐵鑛、塊狀の黃銅鑛を伴ひ、二次的銅蓋及び輝銅鑛の細脈にて切られている。之等の鑛物も加熱すれば

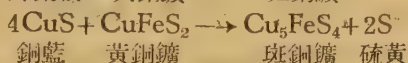
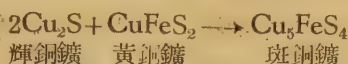
1) 青灰色の部分は黃銅鑛成分をより多く含んでいる固溶体、淡紅褐色の部分は黃銅鑛成分に乏しく、寧ろ斑銅鑛成分に近い固溶体と考えられる。このことは後述する固溶体の離溶實驗からも證明出来る。



互に反應變化し、次の様な興味ある現象を呈する。即ち、1 hr. 加熱の場合

- 1) 塊狀黃銅鑛中の 銅藍及輝銅鑛細脈は 300°C 以上で銅鑛と反應して新しく斑銅鑛を生成し、420°C 以上でその細脈は總て斑銅鑛化する。

この現象は次の様に考えられる。



- 2) 斑銅鑛中の銅藍、輝銅鑛細脈は 460°C 以上で總て斑銅鑛中に吸収せられて消滅する。

- 3) 塊狀黃銅鑛は普通 420°C 以上で斑銅鑛に溶蝕せられ始め、往々虫喰狀、樹枝及骸晶狀、或は紐狀となる。

- 4) 370°C 以上で斑銅鑛、黃銅鑛中又はその兩者の境ひに黃鐵鑛粒が現出する。

之等の諸現象に就いては稿を改めて詳しく報告することにし、こゝでは省略する（未完）。

### 朝鮮平安北道昌城郡新溪里石墨鑛山の地質 鑛床並に自然電位法に依る探查に就て

Geology, ore-deposit and prospecting by spontaneous  
polarization of the Sinkeiri Mine, Syô-jyô-gun,  
Heianhokudo, Korea.

三 本 杉 巳 代 治  
Miyoji Sambonsugi.

(1) 緒 言 朝鮮の石墨は電極用として、又埴塙用とし、或は滑材として重要な資源であることは今更述べる必要もない。その品質に於てもセ

イロン或わマダガスカル産のものに匹敵し、従来から金、石炭、鐵と共に朝鮮の四大礦産物として重要視されている。石墨は礦物學的には結晶質と非結晶質土状のものに大別することが出来る。又結晶質の石墨は従来種々の分類が試みられている。飯塚實氏<sup>1)</sup>は本礦床を産状によつて次の様に分類している。即ち (1) 楚山式石鉛礦床、(2) 伏木式石鉛礦床、(3) 車嶺式石鉛礦床、(4) 新溪里式石鉛礦床、(5) 江界式石鉛礦床、(6) 土鉛式石鉛礦床である。茲に述べんとする新溪里礦山は此の分類に従へば (4) 型に属する代表的の礦床である。本礦山に関しては昭和 17 年頃高橋英太郎氏によつて平北一円の石墨 (黒鉛) 礦床と共に調査せられたが礦山の開発に伴つて昭和 18 年に及び加藤信氏<sup>2)</sup>及び筆者<sup>3)</sup>等地質及礦床の調査を行い、該礦床の状態も稍明かになつたがその後選礦の建設等該礦山の開発が着々として進捗するに従つて本山の重要性が増加したので昭和 19 年 10 月再び該礦山の礦床調査並びに 3p 型直流電位差計を使用して自然電位法による探査を行つた。茲にその結果を述べる。

本調査に當つて助手として協力した楠原元壽、百武純、及松原福鎮の諸氏に對し深甚な謝意を表する。

(2) 沿革 本礦山は明治 44 年谷口與四郎許可を受け徳大<sup>4)</sup>に經營を委託したが大正 2 年直營に移し、前歐洲大戰當時は盛んに採掘を行つた。その後石墨價格の暴落に逢い、休山の止むなきに至つたが大東亞戰爭勃發を一轉機として再び活氣を呈するに至つた。調査當時は内外特殊有限会社之を經營し、昭和 17 年以来探礦を進めて來たが昌城郡の中心礦山と

1) 飯塚實：朝鮮の黒鉛礦業 (朝鮮礦業會誌 昭和 12 年 5 月)

2) 高橋英太郎：石墨礦床の地質的分類 (地質と礦物第 3 卷第 1 號昭和 24 年 6 月)

3) 加藤信：平安北道昌城郡及朔州郡黒鉛調査復命書 (昭和 18 年朝鮮重要礦物緊急開發調査團手記)

4) 三本杉己代治：新溪里礦山調査復命書 (朝鮮礦業振興株式會社調査課手記)

5) 諺大とは朝鮮に於て從來から行われている礦業經營法で礦主と經營者との間に特殊な條件を以て契約する委託經營である。



して選鑛場建設にまで開発が促進された。

(3) 位置及交通 本鑛山に至るにわ京義線嶺美駅にて下車、乗合自動車を利用するときは泰三邑を徳て昌城郡青山面、青山市場に達する。此処にて下車、山元まで約6杆(嶺美駅より約80杆)、此の間鑛石運搬用の荷物自動車往復するも、交通は極めて不便である。

(4) 地形及地質 該鑛床は海拔 600m~700m の高処に位置する。附近は問禮山、昌倉山を中心とする一つの地塊であつて東側及び南側は昌城江によつて限られ又西側も稍北々西の方向に走る上水陽洞一陽徳洞断層谷に依つて境されている。此の方向の断層は本鑛山の鑛脈の走向と一致し、鑛床の成因を考察する上に重要な資料である。北方亦北西の溪谷に限られ全体として本山塊は傾動運動の一単位をなしている様に思われる。

鑛床附近の地質は摩天嶺系に属すると考えられる。主として片麻岩類であるが火成岩噴出の状態によつて局部的に岩相を異にしている。即ち花崗片麻岩、准片麻岩、角閃片岩、角閃石緑泥片岩等ありて古期水成岩類に火成岩が进入した結果變質せるものと考えられる。又之等の岩石中に、ペグマタイト、アプライト又は玢岩類が岩脉状をなして貫入している。花崗片麻岩は主として石英、長石、雲母等より成つているが石英と長石とは石基様に黒雲母を包む部分がある。時にペグマタイトの性質を示す部分も存在する。該片麻岩類及び片岩類の走向は北 20°~40° 西のものと北 40° 東のものとがあるが鑛床附近に於ては主として北 30°± 西のものが多く、傾斜は 30°~40° 南西である。

鑛床附近に存在する母岩は片麻岩の外観を示し、その構成鑛物によつて次の二種類に大別することが出来る。

(イ) 透輝石—黒雲母—石墨—石英—角閃石—柎榴石—榧石—岩

(ロ) 黒雲母—曹長石—石墨—石英—岩

之等の岩石は一般に石灰質岩からの變質岩の様に考えられる。又ペグマタ

イトは微斜長石ペルト長石、正長石及石英を主とし少量の輝石及石墨の結晶を有している。

(5) 鑛床 該鑛床該鑛床は上述の准片麻岩中に 胚胎せる 鑛脉であつて明かに結晶質の石墨が集合し部分により著しく 其の品位を異にする。而して含炭素量は 30%~50% 程度のものが多い。

該鑛床はペグマタイト期に於て 形成せられたもので所謂 ペグマタイト鑛床に属するものである。鑛体の地表に近い部分では主として石墨の結晶集合体にしてその中に斑品状をなし長石の結晶散点する。兩者の關係は火成岩に於ける石基と斑品に極めてよく類似している。しかし斯くの如き長石が多量に石墨結晶の集合体中に存在する部分は 3號坑より地表まであつて鑛脉の傾斜の方向に約 60m 内外である。3號坑以下になると長石の斑品は急に僅小となる。

石墨鑛床中に存在する長石の結晶を 鏡下に觀察するに累帶構造をなし、中心部は淡桃色を示し外部は淡白色又は淡青色を呈し、又結晶中に石墨の微晶が同心円状に配列しリーゼ・ガングの現象に類似している。此の長石はペルト長石に属し又結晶中に石英粒が包裹されている。鑛床の縁邊部に於ては石墨は完全なる結晶形を保ち、結晶も大であるが中心部は概して結晶又多くは 裂罅を有する。又微細なる平行纖維狀の 集合をなす部分がある。之等の事實は該鑛床成生後に於て地殻變動を蒙つた事を示すものである。

鑛床の走向は北 20°~30°西にして傾斜は西南に 25°~50°である。しかし局部的に反對の傾斜を示す部分も存在する。富鑛体は走向の方向には約 40m±xm でこれを境として次第にペグマタイト質石英英脉に變化する。然れども傾斜の方向には相当深部まで存在するものゝ如く、調査當時に於ても地表より傾斜の方向に 180m の地点に於て尙ほ富鑛体が存在する。又本鑛床の興味ある事は常に 脉の上盤側に向つて多数の枝脉を出している事であつて時に枝脉が膨大となり本脉との 區別困難なる場合 存すれども数



米、或は拾数米にして尖滅することが多い。

本鑛脉の鑛石の品位は一般に良好で富鑛部に於ては炭素量が50%内外で原鑛の儘にて電極に使用出来るものがある。共生鑛物は少量の黒雲母及長石等であるが選鑛に悪影響を與える事はない。

鑛量は調査當時に於て確定された部分は僅かであるが既探掘のものを合すれば数千噸に達し、此種の石墨鑛床としては大規模のものである。然るに今回の電氣探鑛によつて新に相当有望なる新鑛体の存在が明かとなつてので今後の坑道による探鑛が期待される。

(6) 成因的考察 本鑛床 附近には嘗つて古期水成岩に属する粘板岩及び石灰岩類が存在したことが類推される。是等の水成岩中に花崗岩類が貫入して片麻岩或は片岩類が形成されたものであらうがその成生過程に於て著しい造山作用を受け皺曲及断層が形成された。殊に北北西へ南南東の方向の断層は本鑛床の成因と最も因果關係あるものと考え、而して花崗岩類の貫入の終期即ちペグマタイト期に於て  $CO_2$  瓦斯を多量に含有した殘漿が地表の裂罅に進入し温度の低下に伴つて徐々に固結する間に石墨が濃集して本鑛床を形成したと考える。而して進入當時蒸氣壓の相当強力なるため、皺曲間隙及びそれに伴ふ上磐側の小裂罅中に充填して上述の如き形態の鑛床を形成したものであらう。一方構成鑛物より見るもその量に於て、部分的に著しく變化があるがその種類より見るときは石英・ペルト長石 + 黒雲母 + 石墨等にして、鑛床に接する母岩は絹雲母化作用、綠泥石化作用が認められ、時に黄鐵鑛等が散点する等の諸事實より見るもペグマタイトの性質をなすことは明かである。此の様な事實は江界、楚山地方の石墨鑛床地帯の調査中に於ても屢々遭遇した。江界附近の一鑛床中に於ては石墨—黒雲母—電氣石—石英脉を形成している事實を認める事が出来た。又楚山地方を調査せる小林治夫<sup>1)</sup>氏も同地方の石墨鑛床は優白岩質酸性岩と

1) 小林治夫：朝鮮平安北道楚山郡の2,3の石墨鑛床（地質學雜誌 Vol. 49. No. 540）

石灰岩乃至は石灰岩質水成岩の相互作用によつて生じた混生岩中に岩漿中に集中した揮発成分が温度の低下と共に分裂して石墨を鑛脉狀に晶出沈澱したものであつて該鑛床はペグマタイト乃至は氣成鑛床に包括さるべきものであらうと述べている。以上の諸事實からして従来北部朝鮮一帯に発達する石墨鑛床の成因を主として有機成因の鑛床と考えて来たのに對し、無機成因に属するペグマタイト期の鑛床が存在することが明かである。

(7) 自然電位法による探査 (a) 探査區域 探査区域は既述の鑛床を中心とする地帯であつてその面積は  $130(m) \times 360(m) = 46,800m^2$  の範圍である。

(b) 方法及測定裝置 方法は自然電位法 (Spontaneous Polarization) 測定器は島津製 3p 型直流電位差計を用い、又電極は素焼壺製非分極を使用した。

(c) 補正 測定値の補正は近藤忠三氏<sup>1)</sup>の提案による温度による補正法を用いた。

(d) 測線及測點 測線は主要鑛床の一般走向と略直角なる方向即ち北  $60^\circ$  東に、30m の間隔を置いて合計 10 線、更に 50m 間隔を置いて 3 線を附加した。又各測線を 10 米の間隔を以て 20 点内外の測点を定めた。その測点總数は 242 点である。

(e) 作業工程 探査地域の測量を行い、測線は 1~2 米の幅に伐採し測定に便ならしめた。昭和 19 年 10 月 21 日測定準備、22 日より 25 日まで測定を行つたが初日は雨天の爲に中止し、その他の日は快晴で測定には好條件であつた。

(f) 測定結果と解釋 自然電位の最大値と其の變化量

正の最大値	74.8m.V. ( $D_1$ )
負の最大値	784.5m.V. ( $H_{10}$ )
最大變化量	854.3m.V.

1) 近藤忠三：自然電位法に依る探査の効果(朝鮮礦業會誌 昭和 17 年 11 月、18 年 6 月)



平北昌城郡青山面新溪里  
新溪里黑鉛鑛山電位分布圖  
縮尺千二百分之一



自然電位の分布状態は 附図によつて 明かである様に 現在の鑛床の存在する地域は殆んど負で  $400m.V.$  以上の等電位線以内に存在し、電位の分布と鑛床の賦存状態とは極めてよく一致している。而して同一鑛床に於ては露頭部に近き程負の値が高くなることを知つた。而して鑛床を胚胎すると思考せられる電位値負  $40m.V.$  以上の分布地域の 状況を觀察するに 露頭部より探探鑛坑道の位置は全部此の等電位線地域内に在る。而して之等の

状態から推定して 調査時の最下底部の切羽から更に 10~15m を掘り下るときは再び富鑛体の存在することが期待出来る。又此の探査によつて知り得たる 事實は  $H_{17}-H_{19}$  より  $E_{17}-E_{19}$  の間に北 40° 西の走向を有し約 100m に達する負の電位値の高い部分 (附圖参照) 即ち負 500m.V. 以上の地域が存在することである。之は明かに新鑛体の存在を暗示するものである。従つて今後の探鑛に期待されることが頗る大である。而して此の電位の負の中心帯の方向と従来知られている鑛脈の富鑛体の落しの方向とは殆んど直角をなして 存在する事は興味ある 問題で兩者間に 断層が存在するか或は別鑛床なるかわ坑道探鑛の結果に依らなければ明かとならない。

### (9) 結 語

(a) 新溪里鑛山は今回の調査によつて、北部朝鮮の石墨鑛床群中、無機成因に属するペグマタイト鑛床に属するものなることを知つた。

(b) 本鑛床の特徴として走向延長に續かずして 傾斜の方向に富鑛体が深くまで存続することを確めた。

(c) 自然電位法によつて 描き得る等電位線は石墨鑛床の 存在する部分の上位に於て負の中心が位置することを知つた。

---

\* 本論文は昭和 20 年 3 月故長尾巧博士 紀念論文集に筆者朝鮮在職中に 投稿したものであつたが、間もなく終戦となり 遂に實現不能となつたので之を返して戴き、一部を訂正して發表することにした。謹んで本論文を恩師故長尾巧先生の靈に捧げたい。(昭和 24 年 11 月)



## 褶曲地層の層厚の決定と作圖法に就いて

The determination of the formation thickness and the construction of geological profiles in folded strata

舟 山 裕 士 (Yushi Funayama)

**Abstract.** The determination of the formation thickness and the construction of geological profiles are greatly important for analysing geological structures, especially in developing oilfields. For this purpose, several methods have been proposed, but they mostly show some errors, particularly in treating parallel fold. Hence, the writer proposes a new rational method for calculation and mapping of the folded strata, geometrically considering parallel folds.

## 緒 言

地質断面図の作製は、構造地質学的堆積学的研究上重要な意義を有するもので、従来屢々慣用されて来た不合理な任意的作図法はもはや許されなくなり、科学的根據を有する合理的な褶曲作図法を要求されるに至つた。

地層の褶曲はその性狀に従つて、「撓み」による撓曲型、「迂り」に依る並行褶曲型、及「物理的物質流動」によつて生ずる等型褶曲型とに分類されるが<sup>1)2)</sup>、褶曲作図法は、各地層がその該当する褶曲型の必要條件を満足する様な作図法である事が必要である。

今迄発表された作図法及層厚の計算式の内、上記の條件を考慮した合理的なものは極く稀で、殊に並行褶曲に於いては、その数学的計算の煩雜さ等に依つて殆んど總て近似的方法である。等型褶曲型に就いては、Ickes

岩石礦物礦床學會誌 第34卷 2號 昭和35年6月

- 1) 此等の内、撓曲型は獨白の褶曲型を形成する事は稀で、事實上是並行褶曲型に屬する。
- 2) 此れに對する理論的研究は、すでに Ickes 及高橋博士により發表された。  
E. L. Ickes: Econ. Geol. Vol. 18, pp. 579~591, 1923.  
高橋純一: 岩礦 19卷 2號, 51~61頁, 昭和13年

或いは高橋博士に依る方法<sup>1)</sup>が一応合理的と思はれるので、此処では並行褶曲型に対する筆者の試案を述べて、諸賢の御批判を乞ふ次第である。

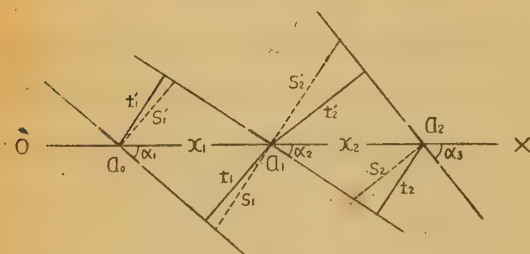
本研究は、筆者の行つてゐる「本邦油田地質構造の解析」の一部に属するもので、研究の当初より御懇篤なる御指導を賜はつてゐる八木教授に対し感謝の意を表する。

### 並行褶曲に於ける層厚の決定

**基本的層厚の決定：** 地層の褶曲を作図するにはその層厚を知る必要がある。筆者に依る基本的層厚の決定法は、

各測点より相隣れる傾斜角線に下した垂線の各々の長さの平均値で層厚を表はすもので、第一図に於いて、基準線<sup>2)</sup>  $OX$  上の測点  $a_0, a_1, a_2, \dots$  の各点に於ける傾斜角を夫々  $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \dots$  とし、 $t_1, t_2, \dots$  及  $t'_1, t'_2, \dots$  は各測点に於

第 一 図



ける傾斜角線に相隣れる測点より下した垂線の長さを表はすものとする、と、 $a_0, a_1$  二測点間に於ける地層の

層厚  $t$  は、 $t_1$  と  $t'_1$  との平均値に相当する。即ち、

$$t = \frac{t_1 + t'_1}{2} \dots \dots \dots (1)$$

$a_0, a_1$  間の水平距離を  $x_1$  とすれば、

$$t_1 = x_1 \cdot \sin \alpha_1; \quad t'_1 = x_1 \cdot \sin \alpha_2$$

故に (1) 式は 
$$t = \frac{x_1 (\sin \alpha_1 + \sin \alpha_2)}{2} \dots \dots \dots (2)$$

- 1) E. L. Ickes : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. Vol.9, pp. 451~456, 1925.  
高橋純一：岩礦 19 卷 3 號，201~217 頁，昭和 13 年
- 2) 地平線に平行な直線とする。



他の測点間に於いても同様な関係が成立する故、一般に測点  $a_0$  より  $a_n$  迄の地層の總厚は次の代数式を以つて表はす事が出来る。

$$T = \frac{x_1(\sin\alpha_1 + \sin\alpha_2)}{2} + \frac{x_2(\sin\alpha_2 + \sin\alpha_3)}{2} + \dots + \frac{x_n(\sin\alpha_n + \sin\alpha_{n+1})}{2}$$

故に

$$T = \sum_{n=1}^n \frac{x_n(\sin\alpha_n + \sin\alpha_{n+1})}{2} \dots\dots\dots (3)$$

以上の考へ方に於いて、 $t_1', t_2', \dots$  を考慮せずに、單に  $t_1, t_2, \dots$  の和を以つて總厚を表はす場合<sup>1)</sup> には、相隣れる測点の唯一方の傾斜角しか考慮されて居らず、各測点間の地層の層厚は甚だ不合理なものとなり、且作図上に於いて 並行褶曲の特性を 満足せしめ様とすれば作図不能に陥ち入る。又第一図に於いて、各測点より傾斜角線に立てた垂線が相隣れる傾斜角線に至る迄の長さを夫々  $S_1, S_2, \dots$  及  $S_1', S_2', \dots$  とし、此れを  $t_1, t_2, \dots$  及  $t_1', t_2', \dots$  の代りに用ひる<sup>2)</sup> 時には、各測点間の地層の厚さは常に過大なる値をとる事となり、しかも相隣れる傾斜角の差が大なる程誤差は増大し、此の方法に依る層厚  $T_n = \frac{x_n(\sin\alpha_n + \sin\alpha_{n+1})}{2(\alpha_n - \alpha_{n+1})}$  が  $x_n \sin\alpha_n$ <sup>3)</sup> と同値をとるに至つて前例と全く同様な結果となり、極端な場合には  $T_n \geq x_n$ <sup>4)</sup> と云ふ不合理を生ずる。此の場合の誤差を吟味して見ると、相隣れる傾斜角が相等しい時は  $t_1 = s_1, t_1' = s_1'$  で誤差は無いが、角度差のある場合はその差が大なる程誤差は増大するもので、角度差  $10^\circ$  で誤差 1.5%;  $20^\circ$  で 6.4%;  $30^\circ$  で 15.5%;  $40^\circ$  で 30.6%;  $50^\circ$  で 55.5% と増大し、 $60^\circ$  で遂に 100% の誤差、 $70^\circ$  で 192%;  $80^\circ$  では 475% の誤差となる。

**測點が異高距にある場合：** 以上は各測点が基準線  $OX$  上に、即ち同一高度にある基本的な場合に就いての計算法であるが、實際上に於いては此

1) E. L. Ickes : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. Vol. 9, 1925.

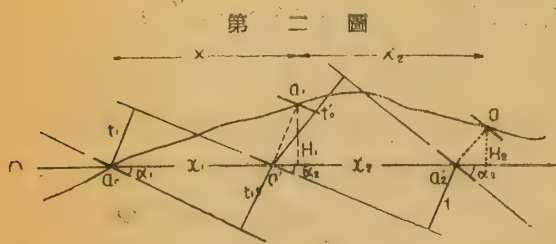
2) 高橋純一：岩礦 19 卷 3 號。昭和 13 年

3) 此の場合の傾斜角  $\alpha$  は角度の大なる方をとるものとする。(  $\alpha_n \neq \alpha_{n+1}$  ).

4)  $\alpha_n$  及  $\alpha_{n+1}$  が  $90^\circ$  より小なる場合に於いても此の關係式は成立する。

の様な場合は稀で、各測点間に高距差のある事が多い。

此の場合は、地層の傾斜角線に対する法線の方に於ける地層の傾斜は一定である、と云ふ並行褶曲の特性を利用して、異高距にある各測点を同一基準線上に置き換へ、前述の方法によつて得られた値に高度の補正を行へばよい。即ち第二図に於いて異高距にある各測点  $a_0, a_1, a_2, \dots$  に於



ける傾斜角を夫々  $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \dots$  とし、 $a_0$  を通る基準線を  $OX$  とすれば、 $a_1, a_2, \dots$  各測点の傾

斜角線に直角に引いた直線が  $OX$  と交はる点  $a'_1, a'_2, \dots$  は、夫々  $OX$  線上に換置された  $a_1, a_2, \dots$  の測点を示す。然る時は、 $a_0 a'_1, a_1 a'_2, \dots$  各測点間の地層の層厚は、前と全く同様な方法により、

$$a_0 a'_1 \text{ 間の層厚 } T'_1 = \frac{x_1(\sin \alpha_1 + \sin \alpha_2)}{2}$$

$$a'_1 a'_2 \text{ 間の層厚 } T'_2 = \frac{x_2(\sin \alpha_2 + \sin \alpha_3)}{2}$$

⋮

$$a'_{n-1} a'_n \text{ 間の層厚 } T'_n = \frac{x_n(\sin \alpha_n + \sin \alpha_{n+1})}{2}$$

今  $a_1, a_2, \dots$  各測点の基準線  $OX$  よりの高距を夫々  $H_1, H_2, \dots$  とすれば、高距差の補正值  $a_1 a'_1 = H_1 \cdot \sec \alpha_2$ ;  $a_2 a'_2 = H_2 \cdot \sec \alpha_3$ , 故に  $a_0 a_1, a_1 a_2, \dots$  各測点間の地層厚を求むる式は次の様になる。即ち、

$$a_0 a_1 \text{ 間の層厚 } T_1 = \frac{x_1(\sin \alpha_1 + \sin \alpha_2)}{2} + H_1 \cdot \sec \alpha_2$$

⋮ (4a)

$$a_1 a_2 \text{ 間の層厚 } T_2 = \frac{x_2(\sin \alpha_2 + \sin \alpha_3)}{2} - H_1 \cdot \sec \alpha_2$$



$$+ H_2 \cdot \sec \alpha_3 \dots\dots\dots (4b)$$

$$a_{n-1} \text{ } a_n \text{ 間の層厚 } T_n = \frac{x_n (\sin \alpha_n + \sin \alpha_{n+1})}{2} \pm H_{n-1} \cdot$$

$$\sec \alpha_n \pm H_n \cdot \sec \alpha_{n+1} \dots\dots\dots (4n)$$

従つて測点  $a_0$  より  $a_n$  に至る地層の總厚  $T$  は、

$$T = T_1 + T_2 + \dots\dots\dots + T_n \dots\dots\dots (5)$$

然るに (4a), (4b), ..... (4n) の各式に於ける高度の補正の總和は、互に消却されて最後の  $H_n \cdot \sec \alpha_{n+1}$  のみが残る。故に、

$$\begin{aligned} T &= (T'_1 + T'_2 + \dots\dots\dots + T'_n) \pm H_n \cdot \sec \alpha_{n+1} \\ &= \left[ \frac{x_1 (\sin \alpha_1 + \sin \alpha_2)}{2} + \frac{x_2 (\sin \alpha_2 + \sin \alpha_3)}{2} + \dots\dots\dots \right. \\ &\quad \left. \dots\dots\dots + \frac{x_n (\sin \alpha_n + \sin \alpha_{n+1})}{2} \right] \pm H_n \cdot \sec \alpha_{n+1} \\ &\dots\dots\dots (6) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{故に} \quad T &= \sum_{n=1}^n \frac{x_n (\sin \alpha_n + \sin \alpha_{n+1})}{2} \pm H_n \cdot \sec \alpha_{n+1} \dots\dots\dots \\ &\dots\dots\dots (7) \end{aligned}$$

今  $a_0 \text{ } a_1, a_1 \text{ } a_2, \dots\dots$  各測点間の水平距離を夫々  $X_1, X_2, \dots\dots$  とすれば、  
 $x_1 = X_1 - H_1 \cdot \tan \alpha_2, x_2 = X_2 - H_2 \cdot \tan \alpha_3, \dots\dots$  故に式中の  $x_n$  は、 $x_n = X_n - H_n \cdot \tan \alpha_{n+1}$  で示されるものである。

上の (7) 式が、各測点間には高距差の存する場合の  $a_0$  より  $a_n$  に至る地層の總厚を求むる計算式である。

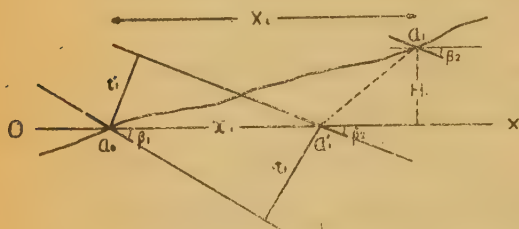
若し  $x_1, x_2, \dots\dots$  の通差が無視し得る場合には、横軸に起点より各測点迄の水平距離、縦軸には  $\sin \alpha$  を取り、 $\sin \alpha = f(x), \frac{\sin \alpha_n + \sin \alpha_{n+1}}{2} = f(\xi)$  と置けば、 $f(\xi)$  は測点  $a_{n+1}$  より  $a_n$  迄の  $f(x)$  の平均値を示す故、以上の関係は定積分の平均値の定理により次の面積積分式で示される。

$$S = \int_0^x \sin \alpha \, dx \pm H_n \cdot \sec \alpha_{n+1} \dots\dots\dots (8)$$

走向に直角でない断面の場合： 以上は地層の走向が總て断面線に直角な場合に就いての考察であるが、實際上大抵は走向に直角でない断面線で

作図せねばならない。此の場合注意を要する事は、見掛けの層厚より眞の層厚への換算補正と、各測点が異なつた高距にある時の基準線上への換置法とである。

第三圖



第三図に於いて、 $a_0$ ,  $a_1$  を異高距にある各測点、 $OX$  を基準線、 $a_0$ ,  $a_1$  各測点の見掛けの傾斜角を夫々  $\beta_1, \beta_2$  とし、 $a_1'$  は測点  $a_1$  が  $OX$  線上

に換置された点とする。今  $a_0 a_1'$  の長さを  $x_1$ ,  $a_0 a_1'$  間の見掛けの層厚を  $T_1''$  とすれば

$$T_1'' = \frac{t + t'}{2} = \frac{x_1(\sin\beta_1 + \sin\beta_2)}{2} \dots\dots\dots (9)$$

$a_0 a_1'$  間の眞の層厚を  $T_1'$  とすると

$$T_1' = \frac{x_1(\sin\beta_1 + \sin\beta_2)}{2} \cdot M_1 \dots\dots\dots (10)$$

(10) 式に於いて、 $M_1$  は見掛けの層厚より眞の層厚への補正乗数 (corrective multiplier) を示すもので

$$M_1 = \frac{m_1 \cdot \sin\beta_1 + m_2 \cdot \sin\beta_2}{\sin\beta_1 + \sin\beta_2}$$

$a_0, a_1$  に於ける眞の傾斜角を  $\alpha_1, \alpha_2$  とすれば

$$m_1 = \frac{\cos\alpha_1}{\cos\beta_1} ; m_2 = \frac{\cos\alpha_2}{\cos\beta_2}$$

$$\text{或いは} \quad M_1 = \frac{\cos\alpha_1 \cdot \tan\beta_1 + \cos\alpha_2 \cdot \tan\beta_2}{\sin\beta_1 + \sin\beta_2}$$

で表はされるものである。

1) 筆者：岩礦 33 卷 5・6 號，昭和 24 年

尙補正乗数  $M$  は、上の報文中に掲げた附圖或は附表を用いる事により簡単に求め得る。



尚、測点  $a_1$  に於ける  $\alpha_2$  なる眞の傾斜角線は、走向に直角でない断面上には見掛けの傾斜角  $\beta_2$  の値をとると同様に、傾斜角線に対する法線  $a_1 a'_1$  も  $(90^\circ - \alpha_2)$  の見掛けの角度  $\delta_2$  なる偽傾斜を以つて断面上に現れる事は立体幾何学的に明らかである。故に  $a_1$  を通り地層の傾斜と反対方向に  $\angle \delta_2$  なる傾斜角線を引き  $OX$  との交点を  $a'_1$  とすれば、 $a'_1$  は求むる  $OX$  線上への  $a_1$  の換置測点である。

従つて  $a_0 a_1$  間の水平距離を  $X_1$ 、 $a_1$  に於ける基準線よりの高距を  $H_1$  とすれば、(9), (10) 式の  $x_1$  は次の様になる。

$$x_1 = X_1 - \frac{H_1}{\tan \delta}$$

$a_1$  に於ける走向と断面線との成す角を  $\theta_2$  とすれば

$$x_1 = X_1 - \frac{H_1}{\sin \theta_2 \cdot \tan (90^\circ - \alpha_2)} \dots \dots \dots (11)$$

$a_1 a'_1$  の眞の長さは  $H_1 \cdot \sec \alpha_2$  で、高距の補正は前と全く同様なる故、 $a_0 a_1$  間の地層の眞の層厚は、此れを  $T_1$  とすると、

$$T_1 = \frac{x_1 (\sin \beta_1 + \sin \beta_2)}{2} \cdot M_1 + H_1 \cdot \sec \alpha_2 \dots \dots (12)$$

$$\begin{cases} x_1 = X_1 - \frac{2}{\sin \theta_2 \cdot \tan (90^\circ - \alpha_2)} \\ M_1 = \frac{\cos \alpha_1 \cdot \tan \beta_1 + \cos \alpha_2 \cdot \tan \beta_2}{\sin \beta_1 + \sin \beta_2} \end{cases}$$

故に  $a_0$  より  $a_n$  に至る迄の地層の總厚  $T$  は次の一般式で表はされる。

$$T = \sum_{n=1}^n \frac{x_n (\sin \beta_n + \sin \beta_{n+1})}{2} \cdot M_n \pm H_n \cdot \sec \alpha_{n+1} \dots \dots \dots (13)$$

$$\begin{cases} x_n = X_n + \frac{\pm M_{n-1}}{\sin \theta_n \cdot \tan (90^\circ - \alpha_n)} - \frac{\pm H_n}{\sin \theta_{n+1} \cdot \tan (90^\circ - \alpha_{n+1})} \\ M_n = \frac{\cos \alpha_n \cdot \tan \beta_n + \cos \alpha_{n+1} \cdot \tan \beta_{n+1}}{\sin \beta_n + \sin \beta_{n+1}} \end{cases}$$

此の場合、若し従来行はれて来た様に、見掛けの傾斜角に垂直な直線を





先づ  $a_0$  を通つて水平線即ち基準線  $OX$  を引き、次に  $a_1$  に於いて傾斜角線に垂線を立て、 $OX$  との交点  $a_1'$  を求めて測点  $a_1$  を  $OX$  線上に換置する。今  $a_1'$  より  $a_0$  に於ける傾斜角線  $a_0b$  に、 $a_0$  より  $a_1'$  に於ける傾斜角線  $a_1'b'$  に夫々垂線  $a_1'b$ ,  $a_0b'$  を下しその長さを  $t_1, t_1'$  とする。次に  $a_1'$ ,  $a_0$  に於ける傾斜角線に対する法線上に、計算或いは依図によつて求められた  $t_1, t_1'$  の平均値  $t$  に等しく図の様に  $a_1'c$ ,  $a_0c'$  をとり、且  $a_1a_1'$  の長さ  $l$  に等しく  $a_0c'$  の延長上に  $c'c''$  をとる。点  $c$  より  $a_1'$  に於ける傾斜角線  $a_1'b'$  に平行に  $cd$  を引き、 $a_0$  の傾斜角線  $a_0b$  との交点を  $d$ ,  $c''$  より  $a_0b$  に平行に  $c'd'$  を引き  $a_1$  に於ける傾斜角線との交点を  $d'$  とすれば、 $a_0d$ ,  $cd$ ,  $a_1d'$ ,  $c'd'$  は夫々  $a_0c$ ,  $a_1c''$  の各点に於ける地層褶曲線の切線に相当する故、線  $a_0dc$  及  $a_1d'c''$  に内接する曲線  $a_0c$ ,  $a_1c''$  は求むる褶曲線で、その性狀は並行褶曲の法則に一致する。此の場合褶曲線は必ずしも同心圓弧ではなく、一般には圓弧以外の曲線となる事が多い。

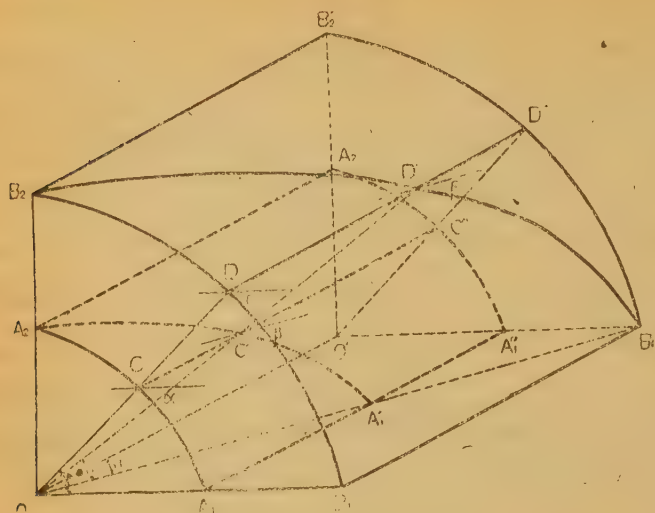
以上の操作を各測点間に繰返す事に依つて褶曲形が完成されるのである。

斜視並行褶曲図法： 走向に直角でない断面に於いては、並行褶曲型の特性がそのまま断面上に現はれて来るものではない。例へば同心圓筒の簡単な場合に於いて、圓筒の延長方向に対し直角な断面に於いては同心圓を示すが、斜めに切断した場合は共心相似楕圓を構成する事に注意せねばならない。

第五図に於いて、曲面  $A_1A_2''A_2'A_2$  及  $B_1B_1'B_2'B_2$  は夫々平行な地層面、平面  $OB_1B_2$  は曲面の延長方向即ち地層の走向に直角な断面とすると、 $\widehat{A_1A_2} // \widehat{B_1B_2}$ 。平面  $OB_1B_2$  に於いて、曲線  $A_1A_2$ ,  $B_1B_2$  に平行な曲線上の任意の一点  $O$  よりその曲線に立てた法線が、曲線  $A_1A_2$ ,  $B_1B_2$  と交はる点を夫々  $C$ ,  $D$  とする。今  $OO'$  を地層の走向に一致せしむれば、平面  $OO'D'D$  は夫々の地層面に直線  $OO'$ ,  $CC'$ ,  $DD'$  に於いて垂直である。

次に、点  $O$  を通り  $OO'$  と  $\angle \theta$  を成す様な垂直平面  $OB_1'B_2$  は、平面

第五圖



$OO'D'D$  と直線  $OC'D'$  地層面  $A_1A_1'A_2'A_2$  及  $B_1B_1'B_2'B_2$  とは曲線  $A_1'C'A_2$  及  $B_1'D'B_2$  で夫々相交はる。

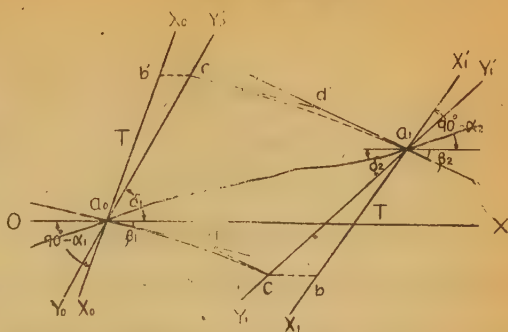
平面  $OB_1B_2$  に於いて、点  $O, C, D$  に於ける曲線の傾斜角は夫々相等しく、此れを  $\angle\alpha$  で表はすと、平面  $OB_1'B_2$  に於いて、点  $C'$  及  $D'$  に於ける曲線の傾斜角は、走向と断面線との成す角度が  $\theta$  なる時の  $C$  及  $D$  に於ける曲線の傾斜角  $\alpha$  の見掛けの角  $\beta$  に外ならない。又平面  $O O'D'D$  が水平面  $OB_1B_1'O$  との成す角を  $\gamma$  とすれば、 $\angle D'OB_1'$  は  $\gamma$  の見掛けの角度  $\delta$  に相当する。

今  $OB_2$  を軸とし、平面  $OB_1'B_2$  を  $\angle(90^\circ - \theta)$  廻轉して平面  $OB_1B_2$  と同一平面上に移す時は、曲線  $A_1'A_2$  及  $B_1'B_2$  上の点  $C'$  及  $D'$  は、 $C$  及  $D$  より  $OB_1$  に平行に引いた直線と、 $O$  点を通り  $OB_1$  と  $\angle\delta$  を成す様な直線との交点として求められる。

従つて依図に當つては、第六図に於いて、 $a_0, a_1$  は走向と  $\angle\theta$  を成す様な断面上の異高距にある各測点、 $a_0, a_1$  に於ける眞の傾斜角を  $\alpha_1, \alpha_2$ , 見

第 六 圖

けの傾斜角を  $\beta_1$ ,  
 $\beta_2$  とする. 先づ  $a^0$   
 を通り  $\angle\alpha_1$  なる傾  
 斜角線に垂直な直線  
 $X_0a_0X'_0$ ,  $a_1$  を通り  
 $\angle\alpha_2$  なる傾斜角線  
 に垂直な直線  $X_1a_1$   
 $X'_1$  を引く. 次に,



( $90^\circ - \alpha_1$ ) 及 ( $90^\circ - \alpha_2$ ) の見掛けの角度を夫々  $\delta_1, \delta_2$  とすれば,  $a_0$  を通  
 り地層の傾斜と反対方向に  $\angle\delta_1$  なる傾斜角線  $Y_0a_0Y'_0$ , 同様に  $a_1$  を通り  
 $\angle\delta_2$  なる傾斜角線  $Y_1a_1Y'_1$  を描く. 次いで, 計算に依つて求められた  $a_0a_1$   
 間の眞の層厚  $T$  に等しく  $a_1X_1, a_0X'_0$  上に夫々  $a_1b, a_0b'$  をとり, 点  $b$  及  
 $b'$  より夫々水平線を描き直線  $a_1Y_1, a_0Y'_0$  との交点を夫々  $c, c'$  とする.  
 点  $c$  より  $a_1$  に於ける  $\angle\beta_2$  なる地層の傾斜角線に平行な直線を引き,  $a^0$ .  
 に於ける  $\angle\beta_1$  なる地層の傾斜角線との交点を  $d$ , 同様に  $c'$  より  $a_0d$  に  
 平行に引いた直線が  $a_1$  に於ける地層の傾斜角線と交はる点を  $d'$  とし, 線  
 $a_0dc$  及  $a_1d'c'$  に内接する曲線  $a_0c, a_1c'$  を描けば求むる  $a_0a_1$  間の褶曲  
 線が得られる.

此の操作を各測点間に繰返す事により褶曲形が完成される.

若しも此の依図に於いて, 従来のように見掛けの傾斜角線の法線に見掛  
 けの層厚をとる時は, その褶曲形態が事実と異なるに留まらず, 褶曲の脊  
 斜及向斜部に於いて過大なる値を示し前に述べた様な誤差を生ずる故, 石  
 油の試掘等の場合には特に注意を要するものである.

以上述べ来つた所により明らかな様に, 走向に直角でない断面上に於い  
 ては, (1) 眞の傾斜角線に対する法線の偽傾斜線上 (第六図に於ける  $Y_0$   
 $a_0Y'_0$  或ひは  $Y_1a_1Y'_1$ ) に於ける地層の傾斜は一定であり, (2) 脊斜及向斜  
 の部分では地層の眞の層厚を現はし, (3) 中間翼部に於いて見掛上最大の



層厚を示す。と云ふ特徴を具備する。

## 結 語

地層の層厚の決定とその断面図の作製とは、地下構造の解析上、特に油田開発上極めて重要な問題である。以上は、並行褶曲型を幾何学的に考察し、合理的な層厚の計算方式と褶曲作図法とを提示したものである。

尚、走向に直角でない断面線に依る場合は、その断面上に標式型のと異なる独自の特性を現はす事に注意を要するもので、野外に於いて走向に直角でない露出面を観察する場合、見掛けの層厚が傾斜角に比例して増減する様な地層は並行褶曲を構成するものであり、傾斜角に反比例して増減する如きは等型褶曲に属するものである。

以 上

## 抄 録

**NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>·KAISi<sub>3</sub>H<sub>2</sub>O.** N. L. Bowen, O. F. Tuttle. 水蒸氣の強壓の下に、加里及び曹達長石はそのガラスから容易に晶出する。両者は高温に於て完全連續固溶体を成し、1000kg/cm<sup>2</sup> 水蒸氣壓下で曹達長石70%で843°Cを極小點とし、無水の場合より低いこと220°C、その際のガラスは7%の水を含む。更に壓力を2000kg/cm<sup>2</sup>とすれば、その低下は更にその1/3に及ぶ。然し一層低温では、両者は相並んで晶出し、固溶体の完全連續性は失われる (Am. J. Sci. Vol. 248, 19, 1950) [渡邊萬]

**Na<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>-O 系の液相分裂** I. Friedman. 400°C 以下でこの現象を起し、50°C, 300°C, 200°C 等で水に豊富な液相を分離する (同上 33) [渡邊萬]

**三斜氷長石** F. Laves 光學的及びX線的研究で同一結論に達し、軸角 $\alpha$ は部分によつて89°50'~90°10', 同 $\beta$ は90°39'~89°21'を示し、高温で單斜のものから、冷却によつて變じたものと論じている。 (同上 47) [渡邊萬]

**三斜氷長石** U. Chassignon 世界各地の氷長石を光學的に吟味するに、その中心部は單斜式で、 $\alpha$ は(010)面内 $\alpha$ 軸に近いが、外周部は三斜式で、 $\alpha$ はこの面を離れ、(001), (101)等に平行な薄片は斜消光を示す (同上 23) [渡邊萬]

(68頁につづく)

## 縞状鐵鑛中の輝石に就いて

On the pyroxenes of banded iron ore.

淺野五郎 (Gorô Asano)

縞状鐵鑛は成分鑛物上、石英、酸化鐵鑛、(磁鐵鑛、赤鐵鑛)のみより成る類と、其他に種々の珪酸鹽鑛物、時に炭酸鹽鑛物等を含む類とに大別される。筆者は前者を A 類、後者を B 類と稱してゐる。B 類を更に成分鑛物上の特徴により、鐵綠泥石—縞状鐵鑛、角閃石—縞状鐵鑛、輝石—縞状鐵鑛、ユウリサイト (eulysite) の 4 種に分類した。この 4 種は賦存状態並びに鑛物組合せより判断して、初めのものより終りのものに向つて變成度の一層高いものを表はしてゐると結論されるが、其中で輝石類を含むものは輝石—縞状鐵鑛並びにユウリサイトの兩者である。

**輝石—縞状鐵鑛並びにユウリサイトの成分鑛物** 滿洲に於ける幾つかの産地の賦存状態を見るに、輝石—縞状鐵鑛とユウリサイトとは伴つて賦存してゐる。殊にユウリサイト類中、筆者の特にアルマンダイト—ユウリサイトとして通常のユウリサイトより區別した榴閃岩狀外觀の鑛石は輝石縞状鐵鑛との分布上の限界を設けることが困難な場合が少くない。夫等に就いては何れ機會を得て論じたいものと思ふ。

輝石—縞状鐵鑛の主成分鑛物としては、酸化鐵鑛物、石英と共に單斜輝石或は斜方輝石の何れか一方若しくは兩方を含んでゐる。又之等と共に少量に鐵閃石或は青綠角閃石を生じ、夫等は恐らく輝石の変質により生じた様である。

ユウリサイトは輝石—縞状鐵鑛と類似の鑛物成分を有するものであるが、併し一般に酸化鐵鑛の含有が著しく少く、又石英も多くの場合極めて少い。成分鑛物上の他の特徴は鐵橄欖石乃至ホオトン 橄欖石の出現であ

る。随つて化学成分上輝石—綫狀鐵鑛とユウリサイトは類するけれども後者は甚だ  $\text{FeO}$  にとむ。

筆者の所謂 アルマンダイト—ユウリサイトは上記ユウリサイトと推移的に共存し、或は又輝石—綫狀鐵鑛とも推移関係にある。成分鑛物上の特徴は橄欖石類を缺き、アルマンダイトを生じた点にあり、一種のグラニチゼーションにより生じたユウリサイト若しくは輝石—綫狀鐵鑛の變成物と考へられるもので、之に就いては曾つて論じたことがある。以上の外に單斜輝石には猶二三の他の産状があり、次節に是を論ずるであらう。

**綫狀鐵鑛中の單斜輝石** 綫狀鐵鑛中の單斜輝石には透輝石とヘデンベルグ輝石の兩種があつて、産状も異つてゐる。而して透輝石は角閃石—綫狀鐵鑛と輝石—綫狀鐵鑛との中間的變成相の岩石中に認められるに反し、ヘデンベルグ輝石は輝石—綫狀鐵鑛及びユウリサイト中に発見される。以下二三の産状、種類に分類して論ずるであらう。

a. 角閃石—綫狀鐵鑛或は富鑛中の透輝石 角閃石—綫狀鐵鑛或は富鑛に於て、夫れ等の更に進んだ造進變成作用 (progressive metamorphism) の結果として、其中に輝石が共存現出する例は甚だ稀であるが、併し一部には認められるもので、その輝石は常に透輝石である、その関係は基性火成岩若しくは火成碎屑岩源變成岩中で、比較的高度變成相のものゝ中に、透輝石、角閃石の共存する場合があるのに類するやうに思はれる。但し輝石—綫狀鐵鑛中に輝石の変質により鐵閃石或は青綠角閃石を生ずる例は比較的多く之は一種の低下變成作用 (retrogressive metamorphism) を意味するものであらう。

### (1) 歪頭山の角閃石—綫狀鐵鑛に於ける透輝石の生成

歪頭山 (奉天省本溪縣) 鑛床北域の極めて一部にのみ透輝石を含む鐵閃石—石英—片岩が生成し、この岩石は角閃石—綫狀鐵鑛層中に挾有されて



ある。肉眼的に半以上石英より成つてゐて、その中に不完全な薄層状を成し、暗緑色の透輝石、鉄閃石集合物が介在してゐる。鏡下に検する透輝石、鉄閃石は密集し、透輝石は一般に径  $1.0 \sim 3.0 \text{ mm}$  の他形、且灣入多き粒状を成し、多くは篩状 (diablastic) である。鉄閃石は柱状他形を成してゐるが、透輝石中に (110) の晶面を有する鉄閃石が包裹されるものも少ない。併し乍ら又透輝石、鉄閃石が單なる透入状、或は他形粒状に集合するものも多い。以上の組織より考へて此の兩鑛物は再結晶に際し同時に品出したと考へられる。斯くの如き組合せを輝石—綫状鐵鑛の主成分珪酸鹽鑛物である斜方輝石、ヘデンベルグ輝石の組合せと比較対照する時は、造進變成作用の下に次表に示す様な変化が豫想され、且後者中の兩鑛物に於ける著しい鐵分の増加は酸化鑛物中の鐵分の一部が輝石中に加はつたものと推論される。併し最高度の變成以外では大体に於て成分鑛物の変化は石英、酸化鐵鑛に無関係に進行し、夫れ以外の珪酸鹽鑛物の間に於ける変化であると解釈される。猶化学成分上の問題に就いては何れ論ずる機会があるものと思ふ。

第 1 表 綫状鐵鑛中の輝石、角閃石の隨伴關係

相	角閃石—綫状鐵鑛	含透閃石、角輝石—綫状鐵鑛	輝石—綫状鐵鑛
珪酸鹽鑛物	不純鐵閃石 或は陽起石等 →	鐵 閃 石 → 透 輝 石 →	斜方輝石 (+FeO) ヘデンベルグ輝石 (+FeO)

但し筆者の研究範圍内では第1表の各中間階程を充分に証明するまでのデータが揃つてゐない。上記の透輝石並びに鉄閃石の光学恒数、成分は次の如くである。

透輝石 (サアラ輝石質)

(+)  $2V$  (測定) =  $57^{\circ}47'$ , (+)  $2V$  (算出) =  $60^{\circ}36'$ ,  $Z \wedge c = 43^{\circ}$ ,  $\alpha = 1.693$ ,  $\beta = 1.700$ ,  $\gamma$  (算出) =  $1.721$ ,  $\gamma - \alpha$  (測定) =  $0.028$ , 鏡下に無色、成分: Hd. 40%, Di. 60% (重量百分比)

## 鐵 閃 石

鏡下に無色 (100) 上の聚片双晶が発達, 又 (100) の裂開も発達.

(+)  $2V$  (測定) =  $87^{\circ}53'$ , (+)  $]2V = 89^{\circ}10'$ ,  $Z \wedge c = 16^{\circ}$ ,  $\alpha$  (算出) = 1.654,  $\beta = 1.670$ ,  $\gamma = 1.686$ ,  $\gamma - \alpha$  (測定) = 0.032, 成分 (モル%) :  $(OH)_2 Fe_7(Si_4O_{11})_2 \dots\dots 60.5\%$ .  $(OH)_2 Mg_7(Si_4O_{11})_2 \dots\dots 39.5\%$

以上に於て光軸角は経緯鏡台で, 屈折率は浸液法で, 最大複屈折はベレツクのコムペンセクタで測定した.

## (2) 小嶺子の所謂富鑛中の透輝石

奉天省海城縣小嶺子鐵山では独立の鑛体として, 或は縞狀鐵鑛と推移的な關係の下に全鐵量 50% 内外の所謂富鑛が生じてゐる. 此の鑛石は成分鑛物, 化学成分より判断して恐らく多少の鐵綠泥石を伴ふ石英—方解石—アンケライト—磁鐵鑛の熱變質的生成物で, 原岩は恐らく筆者の報告した王家堡子富鑛りに類するものであらう. 此の岩石 (鑛石) は一般に更に青綠角閃石—磁鐵鑛岩に變じてゐるが, 然も猶屢々透輝石を含むものも殘留し, この青綠角閃石化は一種のグラニチゼーションに依るものであらうと推察される.

此の未だ青綠角閃石化を受けてゐない富鑛の鑛物組合せは第2表の如き4型式となり, 又各型式の鑛物含有の割合を積算台で測定したものゝ例を第3表に示した. 後者は推定比重により重量百分比に換算したものである.

第 2 表 小嶺子富鑛の4型式

型 式	磁鐵鑛	透輝石	鐵尖晶石	斜綠泥石	方解石	石 英
1	+	+	+	—	+	—
2	+	+	+	+	+	—
3	+	+	—	+	—	—
4	+	+	—	—	—	+

1) 淺野五郎: 櫻桃園, 王家堡子, 胡家厰子間に發達する鐵綠泥石を主成分とする鑛石の性質 (第1報). 滿洲地質調査所要報第16號, 昭和16年

第 3 表 小嶺富嶺 4 型式の成分礦物 (重量百分比)

型式	磁鐵礦	透輝石	鐵尖晶石	斜綠泥石	方解石	石 英	全鐵量(概算)
1	85.2	7.8	0.2	—	6.8	—	63
2	86.1	11.8	0.8	1.3	微量	—	64
3	82.1	17.4	—	0.5	—	—	62
4	38.8	17.8	—	—	—	43.4	30

次に各型式中の透輝石の光学恒数及び成分は次の如くである。

### 第 1 型式

第 1 例 (+)  $2V = 55.0^\circ$  分散  $\rho > \nu$  (Z 上)  $\gamma = 1.705 \pm \gamma - \alpha$  (測定)  $= 0.025$  成分 (重量百分比): Hd. 17%, Di. 83%

第 2 例  $\beta = 1.683$  成分: Hd. 16%, Di. 84%

第 2 型式 (+)  $2V \doteq 55^\circ$ ,  $\beta = 1.633$ , 成分: Hd. 16% Di. 84%

第 3 型式  $\beta \doteq 1.688$ , 成分: Hd. 22%, Di. 78%

第 4 型式 (+)  $2V = 57^\circ 20'$ ,  $Z' \wedge c = 40.8^\circ$   $\beta \doteq 1.709$ ,  
成分: Hd. 52%, Di. 48%

今筆者の考ふる如く 以上の透輝石が炭酸鹽礦物と珪酸の結合により生じたものとすれば 1—3 の各型式のものはアンケライト質白雲石より、又第 4 型式は嚴密に言へばサアラ輝石 (salite) と稱すべきものであるが、アンケライトより生じたものと考へられる。而して之等と同質の炭酸鹽礦物は事実、王家堡子、眼前山等<sup>1)</sup>に存在してゐるもので、上の推定の確実性が強いことを示すものと思ふ。又上記中、鐵分の乏しいものに反つて輝石中の Hd. 分子が多いことは既に鐵閃石<sup>2)</sup>に論じたと同様の理由に依り注目すべきことであらう。

小嶺子鐵山の双山子では 青綠角閃石岩 或は 磁鐵礦—青綠角閃石岩を微脈狀に貫く透輝石が、時に見出される。この青綠角閃石岩は寄木狀組織を

1) 淺野五郎：大孤山竝に眼前山礫床の角閃石を含む瀾狀鐵礦の性質，滿洲地質調査所要報，第 16 號，昭和 16 年

2) 淺野五郎：角閃石瀾狀鐵礦中の鐵閃石カミングトン角閃石系角閃石，岩礦，第 33 卷，第 3 號，昭和 24 年



示し、又透輝石微脈は幅が最大  $0.5mm$  である。透輝石は鏡下に無色、 $(+)$   $2V=55^\circ$ ,  $\gamma$  は  $1.700$  に近い。又共存する青緑角閃石は、 $\alpha=1.629$ ,  $\gamma=1.652$ ,  $(-)$   $2V=79^\circ$  である。この鑛床では其他に脈狀に且スカン狀に灰鐵柘榴石 (Almandite 1.53, Andradite 95.04, Pyrope 3.06, Spessartite 0.37) を生じてゐるが、この様な青緑角閃石生成後の熱變質の影響によつても透輝石が再び生じたことを物語るものであらう。

#### b. ヘデンベルグ輝石

輝石—綫狀鐵鑛並びにユウリサイト中に含まれてゐる單斜輝石は悉くヘデンベルグ輝石で例外は無い。而して輝石—綫狀鐵鑛ではその他に斜方輝石、石英、磁鐵鑛を有し、ユウリサイトでは更に鐵橄欖石或はホオトン橄欖石を含んでゐる。第4表に積算台で測定したその含有の実例を示した。

第 4 表 含ヘデンベルグ輝石—鐵鑛の實例

産 地	重 量 百 分 比				容 量 百 分 比	
	熱河省 青龍縣 王杖子	奉天省 撫順縣 馬和寺(1)	馬和寺(2)	馬和寺(3)	奉天省 興京縣 南夾河	通化省 柳河縣 大肚子
磁鐵鑛 赤鐵鑛	35.17	39.62	19.86	17.01	31.14	27.73
石 英	27.47	22.44	22.89	5.27	46.94	4.52 (石 英及アル カリ長石)
ヘデンベルグ輝石	0.21	24.55	3.48	2.06	12.99	4.63
斜 方 輝 石	24.90	4.11	46.48	21.51	8.74	45.28
鐵 橄 欖 石	—	8.95	—	—	—	—
鐵 閃 石	9.02	—	1.99	(長石 3.46)	—	—
青 緑 角 閃 石	2.80	—	5.00	7.65	0.19	1.62
アルマンダイト	—	—	—	2.94	—	16.16
磷 灰 石	0.43	0.33	0.30	0.10	微量	0.06

ヘデンベルグ輝石は鏡下に多く綠色を帶び、多色性は殆んど認め難い。一般に (001) 方向の裂開並びに聚片双晶が発達してゐる。現在産狀が判明してゐる第4表中の各産地では鑛床は共に ミグマタイト質片麻岩中に介在してゐる。夫等の有する光学恒数を第5表に掲げたが、馬和寺(3)に依れば成分は Hd. 90%, Di. 10% (重量百分比) である。即ち純ヘデンベルグ輝石に近い。

第 5 表 ヘデンベルグ輝石の光學恒數

	王杖子	馬和寺(1)	馬和寺(2)	馬和寺(3)	南突河	大肚子
(+) 2V	59°	58°	56°	—	—	59°
分 散 (Z 上)	—	$\rho > \nu$	$\rho > \nu$	$\rho > \nu$	$\rho > \nu$	$\rho > \nu$
Z $\wedge$ c	46.°5	45°	44°	46°	46°	47°
屈折率 $\left\{ \begin{array}{l} \alpha \\ \beta \\ \gamma \end{array} \right.$	<1.700	<1.740	<1.746	1.721±	<1.745	—
	—	—	—	1.726±	—	—
	—	>1.740	>1.746	1.751±	>1.745	—
$\gamma - \alpha$ (測定)	0.039	0.026	0.025	0.030	—	0.030
$\gamma - \beta$ (測定)	—	—	—	0.025±	—	—

加藤武夫教授が咸北茂山鐵山<sup>1)</sup>に記載された透輝石質エヂリン輝石は未だ滿洲では発見されてゐない。但し梨樹山では藍閃石質角閃石 (X: 黄色, Y: 淡紫青色, Z: 緑青色) が見出され, 又第3表では長石 (大肚子; (-) 2V = 66°23', (010) 上の消光角 = 5.5°,  $\alpha = 1.521$ ,  $\gamma = 1.527$ ,  $\gamma - \alpha = 0.006$ …曹達微斜長石) の存在が知られ, 此の含有は茂山に類してゐる。尙含藍閃石質角閃石, 綽狀鐵鑛に関しては將來の機会に記載したいものと思ふ。

綽狀鐵鑛中の斜方輝石 斜方輝石は角閃石—綽狀鐵鑛若しくは含透輝石, 角閃石—綽狀鐵鑛中には全く発見されない鑛物であるが, 角閃石類と同時に晶出したと思はれる鑛石も見出されない。併し乍ら輝石—綽狀鐵鑛中に低下變成的に多少の鐵閃石が生成する例は多い。但し更に廣く研究すれば鐵閃石を殘晶として包裹する斜方輝石を見出し得るのでないかと考へてゐる。斜方輝石を含む鑛石賦存地はヘデンベルグ輝石の場合と同様であるが, 猶都留一雄氏<sup>2)</sup>が記載された下西溝のユウリサイト中の斜方輝石は此種の鐵分の多い輝石中滿洲最初の発見であるのみでなく, その研究は斜方輝石そのものの研究にも大きな貢獻を與へた。

- 1) Kato, T.: On the origin of the Mozan iron ore deposits, North Korea. Jap. Journ. Geol. and Geogr. 16 pp. 233~238. 1938.
- 2) Tsuru, K. and Henry, H. F. M.: An iron rich optically-positive hypersthene from Manchuria, Min. Mag. 24. pp. 527—528. 1935.

輝石—綫狀鐵鑛，ユウリサイト若しくは筆者の所謂アルマンダイトユウリサイト等，最高度の變成を受けた綫狀鐵鑛中，斜方輝石は最も普遍的な成分礦物であるのみでなく，且含有量も多い。時に斜方輝石岩乃至は寧ろ斜方鐵珪輝石岩と稱すべきものも存する。即ち含鐵珪酸鹽を含む最高度變成相の綫狀鐵鑛の總べてに此の礦物が普遍的に現はれ，且角閃石—綫狀鐵鑛相以下の變成相中には出現しないのであるから，此の礦物の出現を以て最高度變成相の尺度とすることが出来ると思ふ。

角閃石—綫狀鐵鑛中で鐵閃石は最も普遍的な礦物であるが，輝石—綫狀鐵鑛，ユウリサイト等の中での斜方輝石の存在は夫れ以上に普遍的である。然も角閃石—綫狀鐵鑛中では青綠角閃石を除き2種の角閃石の共存する例を認め難いが，輝石—綫狀鐵鑛等では斜方輝石とヘデンベルグ輝石が共存してゐて，普通輝石質のものとして合一することはない。即ち角閃石—綫狀鐵鑛では Fe, Mg, Ca の各成分が一種類の角閃石となつて結合するが輝石—綫狀鐵鑛等では Ca を含むものはヘデンベルグ石として分離してゐることを示してゐる。

斜方輝石は肉眼的に帶綠黑色を呈し，金屬様光澤を有するが，細片を双眼顯微鏡下に檢すれば淡灰色，半透明乃至亞透明である。磁性はかなり強い。斜方輝石の光学恒数等を第6表に示したが，是を綜合すれば次の事実が明らかである。即ち光軸角は多くの場合  $90^\circ \pm$  であつて，且  $(+)$   $82^\circ$  —  $(-)$   $80^\circ$  のものを主として含んでゐる。但し興京縣南夾河の斜方輝石のみは例外で  $(-)$   $56^\circ$  である。分散は  $\rho > \nu$  (Z 上) か或は  $\nu > \rho$  (X 上) である。屈折率は一般に  $\alpha > 1.750$  である。最大複屈折  $\gamma - \alpha = 0.020 \pm$  であつて  $\gamma - \beta \doteq \beta - \alpha$  であることが多い。

此等の事実より此の斜方輝石は Hess<sup>1)</sup> の分類に隨ふならば，鐵紫蘇輝

1) Hess, H. H. and Phillips, A. H.: Optical properties and chemical composition of magnesian orthopyroxens. Amer. Min. 25. pp. 271 ~ 285. 1940.



石 (ferrohypersthene) と斜方鐵珪輝石 (orthoferrosilite) との境界附近即ち  $E_n 12$ ,  $F_s 88$  附近の成分を有すべきである。而して Henry<sup>9)</sup> の図表に依れば南夾河以外の斜方輝石は

$E_n 15 - 10\%$ ,  $F_s 85 - 90\%$  (分子百分比)

の成分のものを有してゐる。

角閃石—綫狀鐵鑛中のカミングトン角閃石—鐵閃石系角閃石<sup>1)</sup>に此の成分を比較する時斜方輝石には明瞭に且顯著に鐵分が増加し、且之と共存してゐる透輝石—ヘデンベルグ輝石系の輝石でも  $FeO$  の含有が甚だ多く、透輝石質或はサアラ輝石質のものを有しないことは注目に値する。何となれば  $FeO \cdot Fe_2O_3$  の比率以外に總化学成分に於て差異がないと見てよい兩種綫石鐵鑛中、角閃石—綫狀鐵鑛の角閃石に於けるよりも、輝石—綫狀鐵鑛中の輝石に更に多くの  $Fe_2O_3$  が含まれることを上述の如く示され

第 6 表 斜方輝石の光學恒數

産 地	王 杖 子	王杖子	馬 和 寺	馬和寺	大 肚 子	南 夾 河	干西溝*
光軸角	(-)83°18'	90°	(-)85°56'	(+)88°	90°	(-)56°	(+)83°
分 散	$\nu > \rho$ (X上)	$\rho > \nu$ (Z上)	$\nu > \rho$ (X上)	—	$\rho > \nu$ (Z上)	$\nu > \rho$ (X上)	$\rho > \nu$ (Z上)
屈折率	$\alpha$ —	1.753	1.752	1.753	$> 1.740$	$< 1.745$	1.755
	$\beta$ —	1.762	1.763	1.762	—	—	1.763
	$\gamma$ $> 1.740$	1.776	1.773	1.772	$> 1.740$	$< 1.745$	1.773
複屈折の量	$\gamma - \alpha$ —	—	0.021	0.019	0.020	0.021	0.018
	$\gamma - \beta$ 0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	—	—
	$\beta - \alpha$ —	0.010	0.011	0.009	0.010	—	—
多色性	X 無 色	帶微黃色	帶黃褐色	帶褐色	黃 色 帶	無 色	帶黃色
	Y ”	帶褐黃色	同	同	同	同	同
	Z 淡 青 色	帶 綠 色	帶 黃 色	淡色帶	帶 綠 色	同	帶綠色

\* 都留—雄氏に依る。

るすれば、最高變成度では如何にしても酸化鐵鑛物中の鐵分が  $Fe \cdots \rightarrow Fe \cdots$  なる還元作用を受けると共に輝石中に加はることを考へざるを得ないからである。猶既述の南夾河の異例の斜方輝石は Henry の図表により

1) 淺野五郎：前出

En 37% Fs 63% (分子百分比) の鐵紫蘇輝石である。

斜方輝石の多色性は通常の厚さの薄片では極めて弱く、X, Y に黄色乃至褐色を帯び、Z には稍緑色である。然るに厚さ 0.05—0.06mm 程度の厚い薄片では、殊に 2V が 90° に近いもので、X に明らかに紅色を帯びるのが認められる。

(抄録 58頁よりの續き)

岩石中の酸素、岩石計算の基礎 Barth, Tom. F. W. 標準格子 (standard cell) を基礎にすると、ノルム法を初め、どんな岩石計算法によるよりも、もつと安全に重要な岩石の性質を調べることが出来るし、又岩石を定量的に定義づけることも出来る。計算の仕方は次の様である。先づ重量百分比で示された數値を、夫々の酸化物の當量分子比 (equivalent mol. weight) で割る。例えば  $\text{SiO}_2$  の數値は 60.06 で割り、 $\text{MgO}$  は 40.32 で割り、この様に式の中に 1 個の陽イオンを含む酸化物は全部この様にする。式の中で、2 個の陽イオンを含む酸化物は、その式の重さの 1/2 で割る。例えば  $\text{Al}_2\text{O}_3$  は 50.97 (=101.94/2) で割る。この様にすると、陽イオンの割合が得られるから、これを 100% に計算しなおして、當量分子百分比 (Eq. Mol. %) とする。次にこの陽イオンの割合を示す數値を、直接標準格子の陽イオンの數を示す様に、計算しなおす。この際一個づつの陽イオンと結びついている 1/2, 1, 1/2 又は 2 個の酸素イオンがあることゝ、この結び付いた酸素の合計が 160 であることを考慮しつゝ計算する。

この様にして得られた標準格子中の陽イオンの數を、適當に組み合わせると、ノルムが得られるし、又これを一つの式に示すと、例えば  $\text{K}_{9.9} \text{Na}_{4.4} \text{Ca}_{6.5} \text{Mg}_{4.6} \text{Fe}_{8.6} \text{Al}_{15.6} \text{Ti}_{1.9} \text{Si}_{49.4} \text{P}_{1.0} [\text{O}_{148.9} (\text{OH})_{11.8}]_{160}$  (minette) の様な定量的の岩石成分が表わされる。

この様に重量單位又は分子單位の代りに、標準格子と結び付いている陽イオンの數で、岩石の成分を表わすと、岩石中の變成作用や交代作用の様な、容積を變化しないで起る現象を、假定を設けることなく完全に説明することが出来る。即ち岩石の化學式を比較して、陽イオンの増減を調べることから、直ちに變化を知り得る。又交代作用の大きな變化を起すためには、極く僅かな 1% 以下の陽イオンの移動が必要であること等も知ることが出来た。[Jour. Geol. 56, 50—60, 1948] [大森]



〽 苔木淺彦 本邦産沸石類叢物の 2.3 について (林 瑛) 沸物中の水分に關する研究 (續報) —— (沸石類の脱水現象の各種の型) (齊藤光惠, 田久保實太郎) 沸物及岩石の電媒常電の研究 (田久保實太郎, 鶴岡保郎, 柿谷 悟) 沸物の微量分析の新裝置 (通電式斑點分析) の試作 (小坂丈平, 須藤俊男) 沸床に伴ふ沸物中の微量成分 (牟田 邦彦) 螢石中の不純物 (齊藤 忠夫) 硬石膏の着色原因 (戸 蒔 賢二) 方解石の晶癖變化 —— 特に晶出順序と晶癖變化との關係 (砂川 一郎) 土呂久産ダンブリ石の結晶面について (富坂 武士) 被殻結晶作用の 1 型 (原田 準平) 沸岩叢物の安定性と結合エネルギーとの關係 (刈 福太朗) Nepheline-Kaliophilite 系 (都城 秋穂) 千厩接觸變成岩中の單斜輝石 (山田 久夫) 樺太輪濱砂中の陷留石及び普通輝石 (高橋純一, 北原順一) 伊豆下田萬藏山附近の石英粗面岩類 (見上敬三, 柴田秀賢) 黑曜石と Spherulite の成分差異及び其の意義 (河 野 義禮) 花崗岩質岩石中の斜長石双晶 (牛 來 正夫) 新潟縣阿賀野川流域の花崗岩類 (茅 原 一也) 長野縣東碓摩郡美ヶ原附近に於ける第三紀花崗閃綠岩 (村山いくま) 愛媛縣上浮穴郡面河村附近の火成岩類 (吉田博直) 予和島 granitic rock の過渡に見られる hypersthene を伴う岩石 (廣 川 治) 田の上山附近の花崗岩地質 (豫報) (早瀬一) 長野縣諏訪地方の地質 (澤村孝之助, 大和榮次郎) 雌阿寒火山 (豫報) (勝 井 義雄) 房總半島及び三浦半島の超鹽基性岩とその關係岩類 (坂 島 輝彦) 台灣海岸山脈に於ける斑岩及其關係岩の產狀 (市村 紋) 愛知縣雨生山鹽基性火成岩體 (淺 井 安) 中國地方背梁の超鹽基性岩 (番 場 猛夫) 饒段島デイトロ岩諸基物の反應關係 (春本 篤夫) 朝鮮黃海道碧城郡東雲面德達山附近のアルカリ閃長岩 (木野崎吉郎) 變成作用におけるマンガンの意義 (河田清雄, 小出 博) 熱變成作用における交代作用の重要性 (小出 博) Gefüge からみた紀ノ川流域の石英片岩 (中山 勇) 碎屑岩様見掛をもつ火成岩 (杉山隆二) 石灰中の無機成分分布とその起源 (香山勳) シベチヤリ川上流域に見られる日高變成岩帶西緣部 (澤 俊明) 梶崎輝石閃綠岩體 (團體研究) (地質研究札幌支部超鹽基性火成岩グループ) (猪木幸男, 番場猛夫) 梶崎地方オナルシベ混成岩前緣帶 (丹 橋 三男) 岩手縣宮守地方に於ける古生層起源の變成岩類 (關 太郎) 茨城縣日立附近の所謂 "sheared granites" (黒田吉益, 岡上勝次) 北部阿武隈高原の花崗岩 (渡邊岩井, 牛來正夫, 外崎與之) 伊西刈長岩の 2, 3 の特徴 (野澤 保) 飛騨神岡嶺山地方の變成史と火成史 (佐 藤 信次) 飛騨變成帶の混成岩前緣帶 (小 林 英夫) 福井縣九頭川上流地方の結晶片岩 (石 岡 孝吉) 飛騨古生層、特に村上礫岩 (龜 井 節夫) 伊那地方主として木曾駒ヶ岳東山麓の深成岩類及び變成岩類 (中山 元) 領家帶地質石ノライトに伴う角閃石ビールバカイト (吉澤 明) 奈良盆地南部の所謂鹿鹽片麻岩の堅碎現象 (豫報) (赤塚久兵衛) 福岡縣糸島半島の深成岩類 (唐木田芳文, 種子田定勝) 北九州の變成岩類、深成岩類についての地史學的概察 (松本達郎, 故) 杉健一, 唐木田芳文, 種子田定勝, 村上充英, 富田達) 島原半島山東麓の温泉徴候 (郷原保真, 松井健, 藤田弘治, 鈴木好一) 常盤炭田坑内温泉 (中村久由) 磐城南部の温泉と岩石 (山卓忠夫, 近藤精造) 温泉地質學上の基礎的問題 (露 木 利 貞) 未凝固堆積物の機械的分析法 (松井 健) 海底炭田調査の 1 方法 (新野 弘) 常磐炭田磯原附近の深部構造 (庄司力偉, 江口元起) 仙台市南郊に於ける或る斷層の形態 (庄子誠一, 佐藤學而) 和歌山縣岩出町附近の放射能調査 (初田甚一郎) 群馬縣吾妻嶺黃蘗山に於ける電氣深磁 (近藤忠三) 上北濃山に於ける自然電位法に關する實驗的研究 (高 橋 正 道) 中國地方閃綠岩の磁氣的研究 (岩石學的地質學への應用, 2) (竹中準之介, 川井直人) 磁氣深磁に於けるポテンシャル法 (熊谷直一, 川井直人) 紀州灘山の地質と最近の電磁結果 (阿部 類, 梅田甲子郎, 佐伯弘) 兼鞍火山一の池火口岩中の珪質ゼノリス (志水次郎) 日光大眞名子谷岩中の石英閃綠岩質ゼノリス (山崎 正男) 赤城火山谷岩に見られる混成現象 (太 田 良 平) 輝石安山岩中の灰長石大晶 (石 川 俊 夫) 熊本縣金峰山の 1 谷岩中の捕獲岩及び大結晶 (種子田定勝) 伊豆箱根地方火山岩に於けるマグマの分化作用と混成作用 (久野 久) 小豆島高松附近サヌカイト類の特性 (山口 勝) 瀬戸内系火山岩に於ける混成現象 (松本 隆) 瀬戸内地方の 1, 2 の安山岩に見られる混成現象 (森本良平) 長崎縣西彼半島及び野母半島の岩石と地質構造 (岩 崎 正 夫) 四國西部の結晶片岩に見られる變成岩の低下 (豊 田 英 義) 長瀬系三波川式變成岩及び御荷銚式變成岩の層位 (藤本 治義) 紀伊高野山近傍に於ける所謂三波川系、御荷銚系及び秩父系の相の相互關係 (田中元之進) 四國中央部結晶片岩地域の層序と構造 (小島史見) 大分縣臼杵町附近古生界地域の地質構造略報 (藤井浩二) 九州南部球磨、八代地方の地質構造特に古生層を中心として (堀米良龜藏) 高知縣日石川、郷、越知面地方の地質 (木村敏雄) 四國室戸半島の所謂未許中生層 (深 田 淳 夫) 愛媛縣松山附近の中生層 (工藤 見) 德島縣の中生代地史 (山下 昇) 熊野炭田の地質構造 (谷 弘之, 棚井敏雅, 嘉藤良次郎) 九州大隅地方の花崗岩類 (有 田 忠 雄)



The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

---

CONTENTS.

- Thermal Studies on the lattice intergrowth of chalcopyrite in bornite  
from Akayama Mine, Yamagata Pref (1)  
..... A. Sugaki and N. Yamae.  
Geology, ore-deposit and prospecting by spontaneous polarization  
of the Shinkeiri Mine, Syo-jyo-gun, Heianhotudo, Korea  
..... M. Sambonsugi  
The determination of the formation thickness and the construction  
of geological profiles in folded strata ..... Y. Funayama  
On the pyroxenes of banded iron ore ..... G. Asano  
Announcement of the Society  
Abstracts.

Ternary System:  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{H}_2\text{O}$ , Oxygen in rocks, etc.

---

Published bimonthly by the Association, in the Institute of  
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tohoku University, Sendai, Japan.